Archive of SID

پتـــــرولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهارم، زمستان ۱۳۹۴، صفحه ۱۷۱-۱۹۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۰۷

تعیین فشار و دمای تبلور توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی بر اساس روابط کانی‌شناختی (جنوب‌شرق اصفهان)

مهین منصوری اصفهانی [۱]*، محمود خلیلی [۲]، افسانه صفری میرقلعه [۲]، خدیجه خلیلی [۳] و سید حسن طباطبایی [۱]
[۱] دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
[۳] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

چکیده

توده گرانیتوئید کلاه‌قاضی در جنوب-جنوب‌شرق اصفهان و در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد. دارای سنگ‌شناسی مونزوگرانیت، گرانودیوریت و سینوگرانیت است و کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، بیوتیت، تورمالین، کردیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، اسپینل و گارنت را در بر دارد. همچنین، حضور کیانیت در آنکلاو گرانودیوریتی و عدم حضور سایر پلی‌مورف‌های Al_2SiO_5 در آنکلاوها می‌تواند نشانه پسمانده ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی غنی از آلومین باشد. ادخال‌های بیوتیت و سیلیمانیت‌های سوزنی در کردیریت‌های این توده گویای تشکیل کردیریت در جریان پدیده ذوب متناقض کانی‌های یاد شده است. حضور کردیریت به شرایط آناتکسی و ذوب سنگ‌های پلیتی توسط بیوتیت در جریان پدیده ذوب متناقض در حرارت ۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلو بار اشاره دارد. سیلیمانیت در نتیجه پدیده متاسوماتیزم تشکیل شده است. رشد اسپینل پیرامون آلوموسیلیکات‌ها با بافت هم‌رشدی ریزدانه، شرایط حرارت بالا، میزان پایین SiO_2 و فوگاسیته بالای اکسیژن در رسوبات متاآرژیلیتی غنی از آهن را بیان می‌نماید. حضور کردیریت، سیلیمانیت و بیوتیت در کنار تورمالین‌هایی با چندرنگی نامتعادل آبی، گویای تلاشی تورمالین در حرارت‌های بالای ۷۵۰ درجه سانتیگراد است. تشکیل گارنت با ترکیب آلماندین در کلاه قاضی خاستگاه ماگمایی دارد و به شرایط فشار ۴ تا ۵ کیلو بار، عمق بیش از ۱۸کیلومتر و حرارت بیشتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد اشاره دارد. بر پایه روابط کانی‌شناختی، شیمی فلدسپار و دمای اشباع زیرکن این توده در حرارت‌های ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد و در فشار بخار آب بیش از دو کیلو بار تشکیل شده و زمان جایگیری توده گرانیتوئیدی سریع بوده است.

واژه‌های کلیدی: فشار و دما، روابط کانی‌شناختی، آلومینوسیلیکات‌ها، گرانیتوئید کلاه‌قاضی، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

گرانیتوئیدها، به دلیل این که بخش زیادی از قسمت فوقانی پوسته قاره‌ای را تشکیل می‌دهند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. تجربه‌های

* mansouri@cc.iut.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

www.SID.ir

Archive of SID

آزمایشـــگاهی نشـــان مـــی‌دهـــد کـــه ذوب بخشـــی بســـیاری از ســـنگ‌هـــای رســـوبی ماننـــد: شـــیل و گری‌وک به تشـکیل مـذابی بـا ترکیـب گرانیـت منجـر می‌شود و در صـورتی کـه مـواد مختلـف رسـوبی تحـت فشـار بخـار آب ۲ تـا ۴ کیلـو بـار قـرار گیرنـد، پـس از تبلـور مجموعـه کـانی‌هـای متنـوع دگرگـونی ناحیـه‌ای پیشـرونده، سـنگ‌هـا در حـرارت‌هـای ۶۵۰ تـا ۷۰۰ درجـه سـانتیگراد شـروع بـه ذوب مـی‌نماینـد و مـذاب گرانیتـــی حاصـــل دارای کـــانی‌هـــای کـــوارتز، آلکـالی‌فلدسـپار، پلاژیـوکلاز سـدیک و مقـداری مـواد ذوب نشـــده بـــا ترکیـــب بیوتیـــت، کردیریـــت، ســـیلیمانیت، پلاژیـــوکلاز کلســـیک و میـــزان زیـــادی کوارتز است (Hall, 1987).

ماگمـای گرانیتـی در محـدوده فشـارهای پوسـته زیـرین مـی‌توانـد تـا حـدود ۱۰ درصـد آب محلـول داشته باشـد و متارسـوبی‌هـا بـه طـور میـانگین حـاوی ۲ تـا ۳ درصـد آب هسـتند. اگـر رسـوبات متحمـل ۵۰ درصد ذوب شوند و مـواد بـاقی‌مانـده دهیدراتـه بـر جـا بگذارنـد، ایـن آب فقـط بـرای اشـباع نیمـی از مـذاب کـافی خواهـد بـود. بـر ایـن اسـاس، حـرارت بیشـتری لازم اسـت تـا ذوب تمـام متارسـوبی‌هـای نقطـه ذوب پـایین انجـام گیـرد. بنـابراین، احتمـال دارد آب مـورد نیـاز بـرای ذوب از دهیدراسـیون کـانی‌هـای آب‌داری ماننـد: مسـکوویت، بیوتیـت و هورنبلنـد تـأمین شـود. مســـکوویت در پـــایین‌تـــرین حـــرارت، بیوتیـــت در دماهـــای متوســـط و هورنبلنـــد در بـــالاترین حـــرارت دگرسانی و متلاشی می‌شوند (Hyndman, 1981).

توده نفـوذی کـلاه‌قاضـی بـا ترکیـب بـه طـور عمـده مونزوگرانیـت، بـه مزوزوئیـک متعلـق اسـت و در حـدود ۵۰ کیلـومتری جنـوب-جنـوب‌شـرقی اصـفهان قـرار دارد (شـــکل ۱) (Zahedi, 1978). بـــر پایـــه تقســـیم‌بنـــدی Chappell و White (۲۰۰۱) نـــوع گرانیـــت از تیـــپ S تشـــخیص داده شـــده اســـت. Tabatabaei Manesh (۱۹۹۵) و Khalili (۲۰۰۲) ایـن تـوده را بـا محـیط تکتـونیکی بعـد از کـوهزایی مـرتبط مـی‌داننـد. بـر اسـاس تعیـین سـن زیـرکن بـا روش U-Pb، سـن ایـن تـوده ۲/۱±۱۶۴/۶ میلیـون سـال قبـل (ژوراسـیک میـانی) بـه دسـت آمـده اسـت (Chiu *et al.*, 2013). Safari Mirghaleh (۲۰۱۳) معتقـد اسـت کـه ایـن تـوده، ویژگـی‌هـای صـحرایی و پتروگرافـی شـاخص گرانیـت آناتکسـی را نشـان می‌دهد.

بـر ایـن اسـاس، در پـژوهش حاضـر، تـلاش بـر آن اسـت تـا ویژگـی‌هـای پتروگرافـی و روابـط ژنتیکـی گرانیتوئید کلاه‌قاضـی توصـیف و نیـز شـیمی کـانی‌هـای پلاژیوکلاز، ارتـوکلاز و گارنـت مـورد بررسـی قـرار گیـرد و بـر پایـه نتـایج حاصـل، شـرایط فشـار و دمـای حـاکم بر تشکیل این توده تعیین شود.

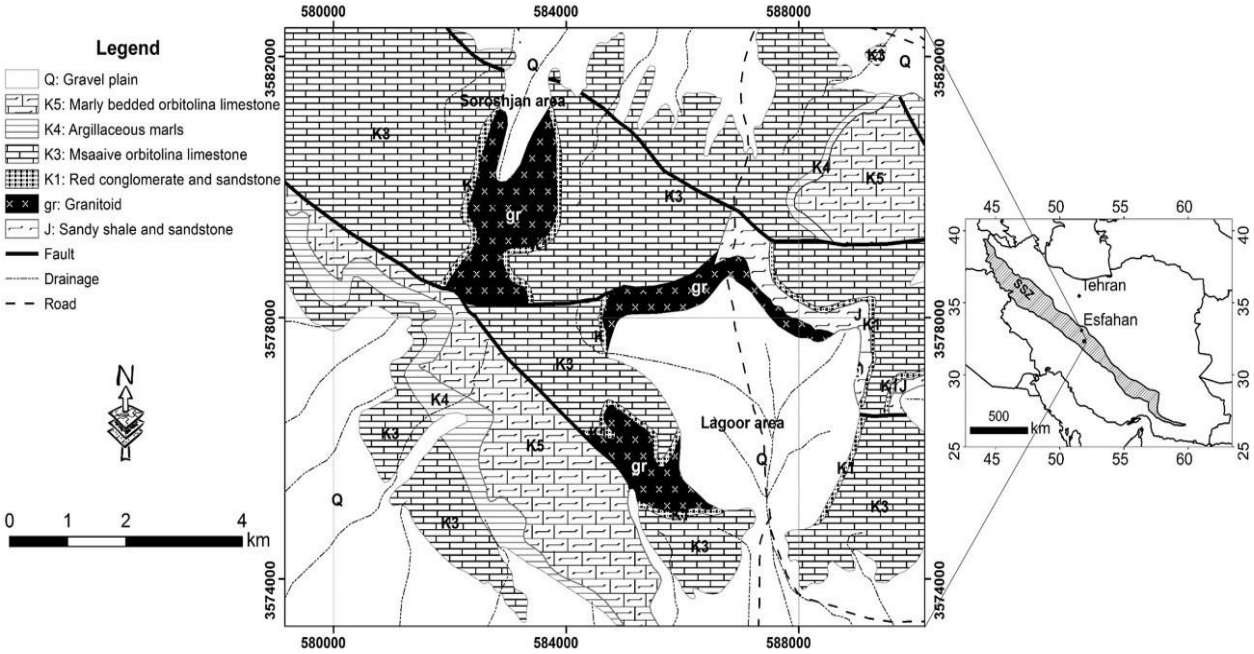
زمین‌شناسی منطقه

رشـته کـوه‌هـای کـلاه‌قاضـی در امتـداد ارتفاعـات ایرانکوه بـا رونـد شـمال‌غرب-جنـوب‌شـرق قـرار دارد و از نظـر تقسـیم‌بنـدی سـاختاری در پهنـه سـنندج-سـیرجان جـای دارد. تـوده نفـوذی کـلاه‌قاضـی در انتهای جنوب رشـته کـوه‌هـای کـلاه‌قاضـی در دو ناحیـه به نـام‌هـای لاگـور و سروشـجان برونـزد دارد (شـکل ۱). ایـن تـوده کـه شـاید نتیجـه فـاز کـوهزایی کیمـرین پسـین باشـد (Chiu *et al.* 2013) بـه درون شـیل‌هـا و ماسه‌سنگ‌هـای ژوراسـیک (لیـاس) نفـوذ کـرده و منجـر به تشـکیل هـورنفلس، شیسـت‌هـای متنـوع (سریسـیت، کلریـت، آنـدالوزیت و تورمـالین‌شیسـت) شـده اسـت. تـوده نفـوذی توسـط آهـک اوربیتـولین‌دار کرتاسـه

www.SID.ir

Archive of SID

زیرین با یک ناپیوستگی زاویه‌دار پوشیده شده است و همچنین، بر اساس سن‌سنجی توسط Chiu و همکاران (۲۰۱۳) سن آن را می‌توان به ژوراسیک میانی نسبت داد (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی منطقه کلاه قاضی (Zahedi, 1978).

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری از توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی، مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل Olympus-BH2 انجام شد. تجزیه سنگ کل نمونه‌ها با روش XRF در دانشگاه جنوبی دالاس آمریکا انجام گرفت و برای بررسی شیمی کانی‌ها، تعداد ۲۰، ۴۲ و ۸ نقطه به ترتیب از کانی‌های پلاژیوکلاز، اورتوکلاز و گارنت‌های سنگ‌های مورد پژوهش با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی Cameca SX50 در دانشگاه اوکلاهما آمریکا تجزیه شیمیایی شدند. برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و همچنین، ترسیم بعضی از نمودارهای آنها از نرم‌افزار Minpet و Spread Sheet استفاده گردید.

پتروگرافی

بر پایه مطالعات صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های گرانیتوئیدی توده کلاه‌قاضی به ترتیب وفور شامل: سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت هستند.

ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها به اختصار در ادامه و در جدول ۱ آورده شده است.

سینوگرانیت: در منطقه کلاه‌قاضی، این دسته از گرانیتوئیدها به طور غالب فاقد کانی مافیک بوده و نسبت به دو گروه سنگی دیگر وسعت بیشتری را دارا هستند. رخنمون‌های آن ها بیشتر در ناحیه سروشجان، در زیر بیرون‌زدگی‌هایی از مونزوگرانیت و نیز در شمال ناحیه لاگور مشاهده می‌شود. رگه‌های تورمالین‌دار به طول ده‌ها سانتی‌متر این سنگ‌های خاکستری روشن و متوسط‌دانه را قطع

www.SID.ir

Archive of SID

مـی‌کنـد. کـانی‌هـای اصـلی ایـن سـنگ‌هـا را کـوارتز، فلدسـپار پتاسـیک، پلاژیـوکلاز (آلبیـت تـا اولیگـوکلاز) و بـه میـزان نـاچیز بیوتیـت و نیـز کـانی‌هـای فرعـی آنـدالوزیت، سـیلیمانیت، گارنـت، مسـکوویت، اسـپینل و گـاهی کیانیـت تشـکیل مـی‌دهـد. بافـت غالـب سـینوگرانیت‌هـا گرانـولار، پورفیروئیـد و گـاهی سـیمپلکتیت، پـویی‌کیلیتیـک و گرانوفیریـک بـه عنـوان بافت‌های فرعی مشاهده می‌شوند.

مونزوگرانیـت: ایـن نـوع از گرانیتوئیـدها کـه بیشتر بـه رنـگ روشـن تـا خاکسـتری هسـتند پـس از سینوگرانیت‌هـا حجـم وسـیعی از سـنگ‌هـای گرانیتـی منطقه را به خـود اختصـاص مـی‌دهنـد. ایـن سـنگ‌هـا بیشتر در حاشـیه شـمال‌شـرقی و جنـوب‌غربـی ناحیـه لاگور در ارتبـاط بـا گرانودیوریـت هـا رخنمـون دارنـد و نیز در بخـش جنـوبی ناحیـه سروشـجان در روی تـوده سینوگرانیت نمایان هسـتند. کـانی‌هـای ایـن سـنگ‌هـا شـامل: کـوارتز، فلدسـپار پتاسـیک، پلاژیـوکلاز از نـوع آلبیـت تـا اولیگـوکلاز، بیوتیـت‌هـای قهـوه‌ای، تورمـالین، گارنـت، آنـدالوزیت، سـیلیمانیت، کردیریـت و آپاتیت اسـت. از ویژگـی‌هـای بـافتی مونزوگرانیـت‌هـا مـی‌تـوان بـه بافـت‌هـای گرانـولار، پورفیروئیـدی و مـونزونیتی بـه صـورت بافـت‌هـای اصـلی، پـویی‌کیلیتیـک (غربـالی)، میکروپرتیـت و نیـز کاتاکلاستیک بـه عنـوان بافـت‌هـای فرعـی اشـاره کـرد کـه بافـت اخیـر نتیجـه تـأثیر نیروهـای تکتـونیکی در منطقه است.

گرانودیوریـت: گرانودیوریـت‌هـا در قیـاس بـا مونزوگرانیـت‌هـا از وسـعت کمتـری برخـوردار هسـتند و بـه صـورت تپـه‌هـای کـم ارتفـاع در زیـر لایـه‌هـای آهکـی کرتاسـه و نیـز درون شـیل‌هـای ژوراسـیک، بـه طور غالـب در بخـش شـمال‌شـرقی ناحیـه لاگـور و بـه طـور عمـده در جـوار مونزوگرانیـت‌هـا بیـرون‌زدگـی داشـته و در اثـر فشـارهای تکتـونیکی، بیشـتر خـرد و دچـار فرسـایش بـه نسـبت شـدیدی شـده‌انـد. ایـن سـنگ‌هـا بـه رنـگ خاکسـتری تـا خاکسـتری تیـره بـا دانه‌بنـدی بـه نسـبت متوسـط تـا درشـت‌دانـه نمایـان اسـت و بخـش‌هـایی از آن توسـط رگـه‌هـای آپلیتـی قطع می‌شوند. دانه‌های ریـز و قرمـز رنـگ گرونـا و نیـز آنـدالوزیت بـه طـول حـداکثر ۷ سـانتی‌متـر و عـرض یک سانتی‌متر در نمونـه دسـتی ایـن سـنگ‌هـا نمایـان اسـت. در مطالعـات میکروسـکوپی، کـانی‌هـای کـوارتز، پلاژیـوکلاز (آلبیـت تـا آنـدزین)، فلدسـپار پتاسـیک و بیوتیـت و نیـز کـانی‌هـای فرعـی کردیریـت، گارنـت، آنـدالوزیت، سـیلیمانیت، اسـپینل، آپاتیـت، مسـکوویت، زیـرکن و کـانی‌هـای اپـاک مشـاهده می‌شـود. گرانـولار و پورفیروئیـدی بافـت‌هـای اصـلی و پـویی‌کیلیتیـک، سـیمپلکتیت و گـاهی میرمکیـت بافت‌های فرعی را تشکیل می‌دهد.

جدول ۱- کانی‌شناختی سنگ‌های منطقه کلاه‌قاضی

Samples	Major minerals	Minor minerals
Syenogranite	Quartz, K-feldspar, Plagioclase, ± Biotite	Andalusite, Sillimanite, Garnet, Muscovite, Spinel, ± Kyanite
Monzogranite	Quartz, Plagioclase, K-feldspar, Biotite	Tourmaline, Garnet, Andalusite, Sillimanite, Cordierite
Granodiorite	Quartz, Plagioclase, K-feldspar, Biotite	Cordierite, Andalusite, Sillimanite, Spinel, Apatite, Muscovite, Garnet, Zircon, Opaque minerals

www.SID.ir

Archive of SID

شیمی کانی

کانی‌های اصلی

کوارتز: این کانی در هر سه گروه گرانیت‌های منطقه بیشتر به صورت بی‌شکل در ابعاد متوسط تا به نسبت درشت حضور دارد. گاهی کوارتزهای مونزوگرانیت‌ها و سینوگرانیت‌ها دارای ادخال‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیک هستند. همچنین، گروهی از کوارتزها خاموشی موجی نشان می‌دهند که می‌تواند نشانگر تأثیر فشارهای تکتونیکی در مراحل نهایی تحول فابریک گرانیتی باشد. در حواشی و مرز بسیاری از کوارتزها بافت کنسرتال مشاهده می‌شود که بیانگر تأثیر و عملکرد شیرابه‌های سیلیس به صورت محلول‌های گرم است که منجر به تشکیل اشکال زیکزاکی در حاشیه این کانی‌ها شده است. در حاشیه توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی تشکیل بافت گرانوفیریک به احتمال قوی نتیجه تأثیر مرحله آلکالی‌متاسوماتیزم است (Pirajno, 2009) (شکل ۲).

فلدسپار پتاسیک: این کانی به دو صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود و وفور آن در سینوگرانیت‌ها و مونزوگرانیت‌ها افزون از گرانودیوریت‌ها است. در بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی، فلدسپار پتاسیک به دو صورت میکروپرتیتی و تک بلور دیده می‌شود. همجواری دو شکل از فلدسپار پتاسیک بیانگر تبلور در شرایط فقدان زمان لازم برای تغییرات گسترده کانی‌شناسی است (Ehlers, 1972). بیشتر فلدسپار پتاسیک‌های پرتیتی در شکل رشته‌ای و ریسمانی (String) دیده می‌شوند (شکل ۳) که نشانگر دگرشکلی دینامیک در حد رخساره شیست سبز است و این بافت مانند بافت گرانوفیریک در حاشیه توده مشاهده می‌شود (Vernon, 2004). برخی از فلدسپار پتاسیک‌ها به سریسیت و گاهی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند.

پلاژیوکلاز: این کانی با میانگین ۳۵ درصد حجمی در گرانودیوریت‌ها و در مونزوگرانیت‌ها و به مقدار کمتر در سینوگرانیت ظاهر می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای منشوری، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گاهی با ماکل پلی‌سنتتیک و تعدادی با ساختمان منطقه‌ای مشاهده می‌شوند. سریسیتی شدن در بیشتر پلاژیوکلازها نمایان است. این پدیده در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب و K^+ وجود داشته باشد. گاهی در مونزوگرانیت‌ها، پلاژیوکلاز در اورتوکلاز به صورت انکلوزیون در بافت مونزونیتی ظاهر شده و در مرز بین این دو کانی بافت میرمکیت از نوع حاشیه‌ای (Rim myrmekite) و به ندرت زگیلی (Wathlike myrmekite) تشکیل شده است (شکل ۴). Collins (۲۰۰۰) معتقد است که در جریان فرآیند متاسوتیزم K^+ در گرانیت‌ها، ابتدا میرمکیت حاشیه‌ای و با افزایش شدت دگرشکلی میرمکیت زگیلی تشکیل می‌شود. بر این اساس، با توجه به تشکیل میرمکیت حاشیه‌ای، گرانیت‌های منطقه کلاه‌قاضی متحمل دگرشکلی ضعیفی شده‌اند.

بیوتیت: این کانی با حجم ۱۰ تا ۱۵ درصد، فراوان‌ترین کانی فرومنیزین سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است. وجود بیوتیت فراوان در این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر وجود آلومینیوم زیاد در سنگ‌های خاستگاه باشد و به احتمال زیاد دلالت بر منشأ پلیتی آنها دارد (Clarke, 1981). بیوتیت‌ها به طور غالب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گاهی بی‌شکل و دارای چندرنگی قهوه‌ای تا زرد هستند که بیانگر وجود Fe^{+3} و Ti^{+4} در ترکیب آنها است. تبدیل این کانی به مسکوویت

www.SID.ir

Archive of SID

موجـب آزاد شـدن آهـن و تشـکیل هماتیـت و اسـفن در درون تیغـه‌هـای ثانویـه مسـکوویت شـده اسـت. همچنین، بیوتیـت‌هـا بـه کلریـت تجزیـه شـده‌انـد کـه رنگ اینترفـرانس آبـی تیـره ایـن کـانی بیـانگر کلریـت از نـوع آهـن‌دار اسـت و طـی ایـن دگرسـانی اپیـدوت نیـز آزاد شـده اسـت (رابطـه ۱). در مـواردی پدیـده کلریت‌زایـی از بیوتیـت کـه معمـولاً در دماهـای پـایین تـا متوسـط (۳۳۸ درجـه سـانتیگراد و در شـرایط فشار یک کیلو بـار) رخ مـی‌دهـد، بـه حـدی اسـت کـه اثـری از بیوتیـت بـر جـا نمـی‌مانـد (Eggleton and Banfield, 1985) یـون K^+ آزاد شـده از بیوتیـت باعث سریسیتی شـدن پلاژیوکلازهـا مـی‌شـود. (علایـم اختصـاری کـانی‌هـا در رابطـه‌هـای شـیمیایی و نیـز در شـکل‌هـای میکروسـکوپی بـر اسـاس Kretz (۱۹۸۳) است).

رابطه ۱:

$$Bt+An+H_2O+H^++O_2\rightarrow$$
$$Chl+Ep+Ms+SiO_2+Ti+Mn+K^+$$

کانی‌های فرعی

تورمـــالین: ایـــن کـــانی بـــه طـــور غالـــب در پگماتیـت‌هـای گرانیتـی، رگـه‌هـای پنومـاتولیتیکی، پـاره‌ای از گرانیـت‌هـا و در سـنگ‌هـای دگرگـونی بـه عنـوان محصـول متاسـوماتیزم بـور (B) یـا از تبلـور مجدد دانـه‌هـای آواری بـا خاسـتگاه رسـوبی بـه وجـود مـی‌آیـد (Deer *et al.*, 1991). تورمـالین بـه دلیـل دارا بـودن دامنـه پایـداری وسـیع شـرایط T و P می‌توانـد تاریخچـه سـنگی را کـه در آن تشـکیل شـده نشـان دهـد. ایـن کـانی در مرحلـه پنوماتولیتیـک دگرسـانی تورمـالینی شـدن ممکـن اسـت توسـط ورود بور در طول شکستگی‌هـا یـا فضـاهای خـالی سـنگ‌هـا و واکـنش آنهـا بـا سـنگ دیـواره حاصـل شـود. در جریان این پدیـده، نخسـت بیوتیـت مـورد هجـوم قـرار گرفتـه و تورمـالین زرد رنـگ تشـکیل مـی‌شـود و سپس فلدسپارهـا بـه توسـط تورمـالین آبـی یـا سـبز-آبـی جانشـین مـی‌گـردد. تورمـالین‌هـایی کـه در اثـر هیدروترمال بیوتیـت متبلـور مـی‌شـوند امکـان دارد بـه صـورت اولیـه بـاقی بماننـد یـا ممکـن اسـت تحلیـل رفتـه باشـند. بـه طـورکلی، وجـود بـور در مایعـات گرانیتـی سـبب کـاهش دمـای ذوب و نقطـه تبلـور، انتقـال ترکیـب نقطـه مینـیمم سیسـتم Ab-Or-Qz-H_2O بـه سـمت غنـی‌شـدگی از آلبیـت، افـزایش حلالیـت آب و افـزایش پایـداری کـوارتز مـی‌گـردد (Manning and Pichavant, 1983).

ایـن کـانی در تـوده گرانیتوئیـدی کـلاه‌قاضـی بـه صورت رگه‌هایی بـه طـول چنـد متـر و عـرض چنـدین سانتی‌متر سـینوگرانیت‌هـا و گـاهی مونزوگرانیـت‌هـا را قطـع مـی‌کنـد. ایـن رگـه‌هـا گـاهی حـاوی رگـه‌هـای کـوارتزی هسـتند کـه از متاسـوماتیزم هیـدروترمال در امان مانده‌اند. تورمـالین در منطقـه کـلاه قاضـی بیشـتر بـه صـورت شـکل‌دار و گـاهی بـی‌شـکل مشـاهده مـی‌شـود. بلـورهـای شـکل‌دار تورمـالین بیشـتر بـا چنـدرنگـی سـبز مایـل بـه زرد، زرد تـا قهـوه‌ای در شـکل سـوزنی کـه دلالـت بـر تبلـور سـریع آنهـا دارد، نمایـان اسـت (Webber and Simmons, 2007) (شـکل ۵). معمـولاً تورمـالین‌هـایی کـه بـا چندرنگی‌های یـاد شـده مشـاهده مـی‌شـوند بیشـتر از نـوع آهـن‌دار (شـورلیت) هسـتند (Deer *et al.*, 1991). نتـایج تجزیـه ریزکـاو الکترونـی، ایـن کـانی را در رگـه‌هـای هیـدروترمال بـا ترکیبـی از نـوع محلـول جامـد شـورل-دراویـت (هسـته آهـن‌دار و حاشـیه منیـزیم‌دار) مشـخص مـی‌نمایـد (Khalili, 2002). این منطقه‌بنـدی دال بـر خاسـتگاه هیـدروترمال بـودن آن اسـت (London and Manning, 1995). تورمالین‌های بی‌شکل با چنـدرنگـی نامتعـادل آبـی بـه طـور غالـب در کنـار کردیریـت‌هـای پینیتـی شـده و سـیلیمانیت حضـور دارنـد و آثـاری از بیوتیـت در آن مشاهده می‌شـوند (شـکل ۶). بـر پایـه کارهـای تجربـی Wolf و London (۱۹۹۷) تورمـالین در بـالاتر از

www.SID.ir

Archive of SID

حرارت ۷۵۰ درجه سانتیگراد و ۲۰۰ مگاپاسگال فشار بخار آب تجزیه شده و نخستین مرحله فرومنیزین حاصله شامل: بیوتیت، کردیریت، گارنت و سیلیمانیت و آلومینوسیلیکات‌ها از قبیل: اسپینل و کرندم است. همچنین، مقدار زیادی مذاب با محتوای تقریبی ۲ درصد B_2O_3 را آزاد می‌نماید (رابطه ۲).

رابطه ۲:

$$NaFe_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4+KAlSi_3O_8\rightarrow$$
$$KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+NaAlSi_3O_8+2.5Al_2SiO_5$$
$$+0.5SiO_2+1.5B_2O_3+H_2O$$

→فلدسپار پتاسیک+تورمالین

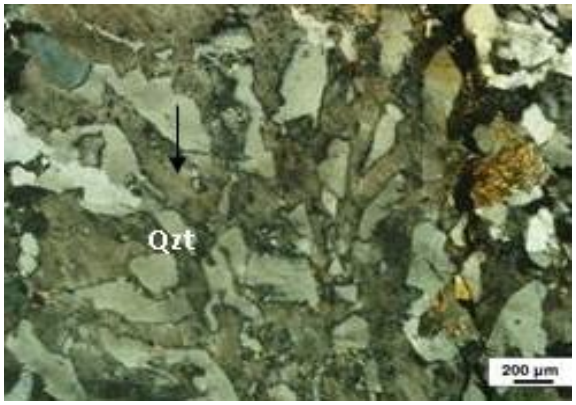
آلومینوسیلیکات+آلبیت+بیوتیت

در تأیید وجود چنین واکنشی در منطقه کلاه‌قاضی، تجزیه ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که در اطراف تورمالین‌های این منطقه، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت هستند. آلبیت‌زایی ناشی از تأثیرگذاری محلول‌های گرمابی حاوی بور است که ترکیب فلدسپارها را به سمت پلاژیوکلاز سدیک تغییر می‌دهد (Khalili, 2002). بیشتر تورمالین‌ها در گرانیت‌های پر آلومینه، منشأ متاسوماتیزم ساب‌سالیدوس داشته و طی رابطه ۳ حاصل می‌شوند.

رابطه ۳:

$$5(Na,K)AlSi_3O_8+12SiO_2+NaAlSi_3O_8+$$
$$3B^{+3}+3Fe^{+2}+7H_2O\rightarrow$$
$$Tur+12SiO_2+5K^{+}+3H^{+}$$

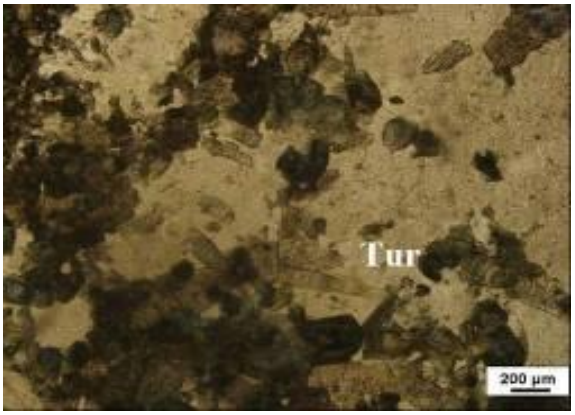
آلبیت اورتوکلاز



شکل ۲- بافت گرانوفیریک حاصل از متاسوماتیسم در منطقه کلاه‌قاضی (XPL).

شکل ۳- بافت میکروپرتیت از نوع ریسمانی در منطقه کلاه‌قاضی (XPL).

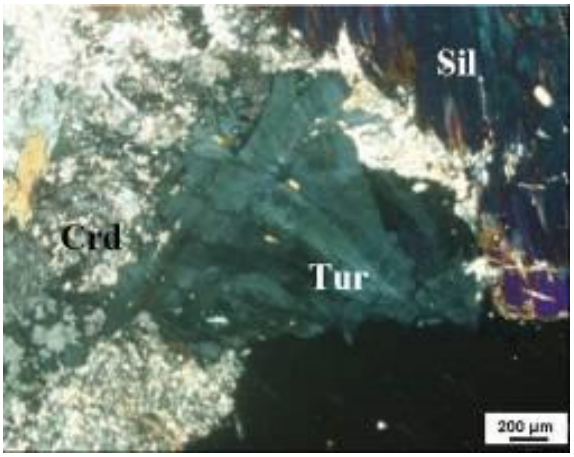
شکل ۴- بافت میرمکیت از نوع زگیلی (۱) و حاشیه‌ای (۲) در منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



شکل ۵- تبلور تورمالین سوزنی ناشی از تبلور سریع در منطقه کلاه‌قاضی (PPL).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۶- تورمالین با چندرنگی آبی نامتعادل در کنار کردیریت پینیتی شده، سیلیمانیت و نیز آثاری از بیوتیت در کردیریت در منطقه کلاه‌قاضی (XPL).

کردیریت: این کانی معمولاً به عنوان کانی فرعی در گرانیت‌ها، ریولیت‌ها و در شرایط حرارت بالا-فشار پایین تشکیل می‌شود و به نظر می‌رسد که در بالای گرانیت سالیدوس در یک ماگمای فلسیک پرآلومینه و نیز یک مرحله ساب‌سالیدوس دگرگونی در سنگ‌های پلیتیک باشد. در هر صورت، در هر دو مرحله بالا، این کانی شاخص حرارت بالا-فشار پایین است که ذوب شدید پوسته‌ای را در مراحل حرارتی حاصل از پدیده فرورانش، تحمل نموده است (Clarke, 1995).

شاخص‌های عمده کنترل کننده تشکیل کردیریت در ماگما، فشار نسبی پایین، مقدارهای بالای (Fe و Mg) و Mg/Fe^{+2}، اندیس اشباع‌شدگی آلومینیم (ASI)، αAl_2O_3 و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) است (Rapela *et al.*, 2002).

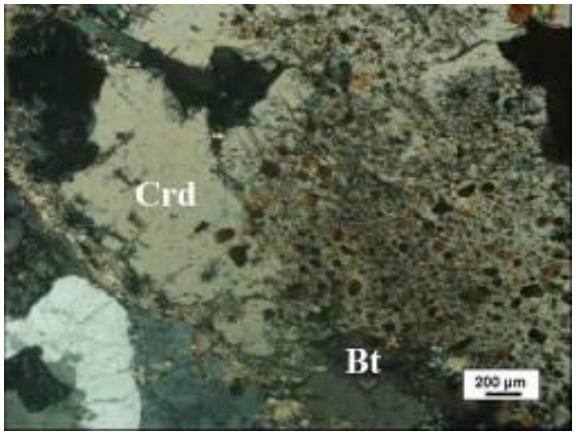
کردیریت بیشتر به صورت بی‌شکل در ابعاد متوسط تا درشت در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌های گرانیتوئید کلاه‌قاضی یافت می‌شود. گاهی دارای ادخال‌هایی از بیوتیت و سوزن‌های سیلیمانیت است که دلالت بر تشکیل کانی کردیریت از تجزیه بیوتیت و سیلیمانیت در جریان پدیده ذوب متناقض دارد (شکل‌های ۷ و ۸) (Gillbauchi and Martinez, 1982).

$$Bt+Sil+Qzt \rightarrow Crd+Kfs+H_2O$$

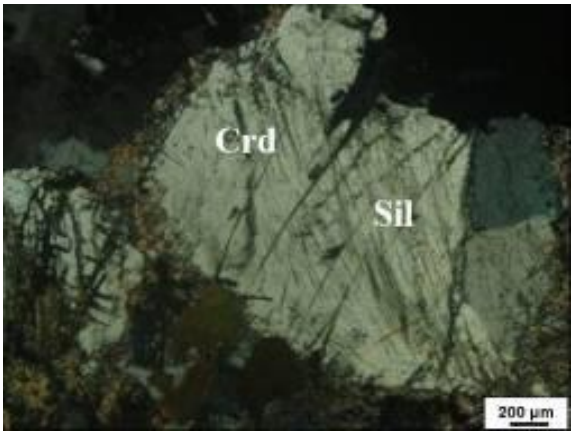
رابطه‌های بین این کانی‌ها به تشکیل کردیریت طی فرآیند ذوب دهیدراسیون بیوتیت در شرایط ۴۰۰≤ مگاپاسکال یا تبلور مذاب‌های گرانیتی پرآلومینه در شرایط ۱۰۰ تا ۲۰۰ مگاپاسکال می‌انجامد (Vielzeuf and Montel, 1994). Green (۱۹۷۶) معتقد است گرانیت‌های حاوی کردیریت می‌تواند ناشی از ذوب پلیت‌ها در عمق بیش از ۲۵ کیلومتر باشد. همچنین، دانه‌های مدور فراوان کوارتز به ارث برده شده در داخل بلورهای کردیریت حکایت از آن دارد که بخشی از کوارتز به هنگام تشکیل کردیریت از بیوتیت حل شده است. در هر صورت، حضور کوارتز در حاشیه فلدسپاری که در مجموعه کردیریت-کوارتز قرار گرفته است، نشانگر آن است که کوارتز یک محصول واکنشی است. بر اساس آنچه گفته شد، به منظور تشکیل کردیریت دو واکنش را می‌توان ارایه نمود: الف) در اثر تجزیه و تلاشی بیوتیت در حضور مذاب تشکیل‌دهنده و ب) انحلال فلدسپار در داخل مذاب که منجر به آزاد شدن Al و تشکیل کوارتز می‌گردد (شکل ۹). از طرفی، وجود یا عدم وجود بلورهای بی‌شکل و گرد شده فلدسپار در کنار کوارتزهای حاشیه‌ای نشان می‌دهد که منابع تولید Al در تشکیل کردیریت، شاید فلدسپارها، کانی‌های سیلیکاته Alدار، بیوتیت و نیز فاز مذاب است (شکل ۱۰) (Barbey *et al.*, 1999).

www.SID.ir

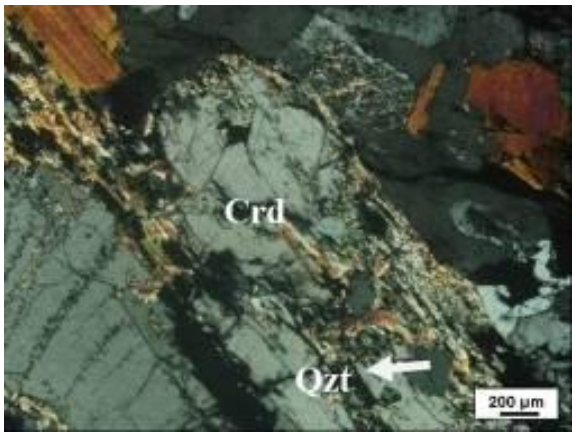
Archive of SID



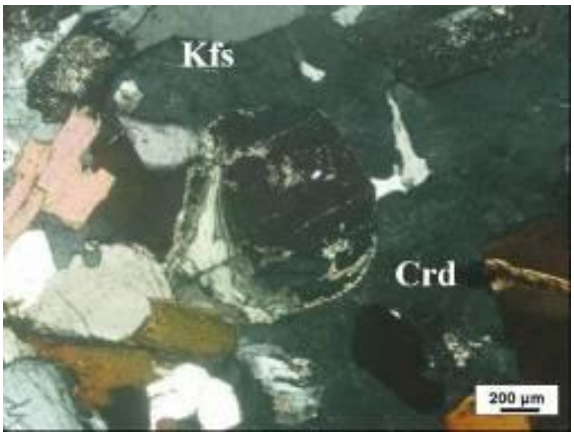
شکل ۷- ادخال بلورهای بیوتیت در کردیریت منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



شکل ۸- ادخال بلورهای سوزنی سیلیمانیت در کردیریت منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



شکل ۹- تشکیل کوارتز ریزدانه بی‌شکل در حاشیه کردیریت منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



شکل ۱۰- تشکیل فلدسپار در حاشیه کردیریت پینیتی شده منطقه کلاه‌قاضی (XPL).

رابطه‌های ۴ و ۵ تعادل Fe و Mg را در کانی‌های بیوتیت و کردیریت نشان می‌دهد. همچنین، میزان ثابت Al و Si در تعادل تشکیل Al_2O_3 و SiO_2 و نیز انحلال فلدسپار به همان نسبت که در سنگ گرانیت میزبان وجود دارد را مشخص می‌نمایند.

رابطه ۴:

$$K_2(Mg,Fe)_3Si_5Al_4O_{20}(OH)_4+[3Al_2O_5+7.5SiO_2]\rightarrow 2.59(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}+[K_2O+2H_2O]$$

ماده مذاب+کردیریت⟵ماده مذاب+بیوتیت

رابطه ۵:

$$2.7KAlSi_3O_8+[2.2NaAlSi_3O_8+0.55CaAl_2Si_2O_8]+melt\rightarrow 8.3SiO_2+[3Al_2O_3+7.5SiO_2]+[1.35K_2O+1.1Na_2O+0.55CaO]$$

⟵پلاژیوکلاز + فلدسپار پتاسیک

ماده مذاب + ماده مذاب + کوارتز

بر اساس ویژگی‌های بافتی و شیمیایی، کردیریت‌ها به سه نوع ماگمایی، دگرگونی و آناتکسی رده‌بندی می‌شوند (Pereira and Bea, 1994). در کردیریت‌های ماگمایی مقدار Na

www.SID.ir

Archive of SID

معمـولاً زیـاد اسـت. ایـن نـوع کردیریـت منطقـه‌بنـدی معکـوس دارد. کردیریـت‌هـا در لویکوگرانیـت‌هـا و در شرایط ماگمایی معمـولاً مطـابق مکانیسـم زیـر حاصـل می‌شوند:

بیوتیت غنی از Fe و Ti + کردیریت غنی از Fe + SiO_2 ⟶ Mg + مقدار کمی کردیریت فقیر از

در کردیریـــت‌هـــای دگرگـــونی میـــزان Mg/(Mg+Fe+Mn) کمتـــر از ۰/۴۵ اســـت و ایـــن نوع کردیریـت‌هـا طبـق رابطـه ۶ و بـا افـزایش حـرارت به وجود می‌آیند.

رابطه ۶:

$$Grt+Sil+Qzt+Volatile \rightarrow Crd$$

و بـا افـزایش نسـبی فشـار رابطـه ۷ برقـرار مـی‌شـود (Grant, 1985).

رابطه ۷:

$$Kfs+Grt+melt \rightarrow Bt+Crd+Qzt$$

کردیریـت‌هـای آناتکسـی در حـرارت ۶۶۰ تـا ۷۷۰ درجـه سـانتیگراد و فشـار ۳/۵ کیلوبـار تشـکیل مـی‌شـوند. بـر پایـه داده‌هـای ریزپـردازش، کردیریـت‌هـای منطقـه کـلاه‌قاضـی بـا میـزان Mg/(Mg+Fe+Mn)=۰/۷۱۲ و ∑Channel cations(Na+K)=۰/۰۲۴ از نـوع دگرگـونی-آناتکسـی تشـخیص داده شـده اسـت (Khalili, 2002). بـا توجـه بـه حضـور مجموعـه کـانی‌هـای کردیریـت-اسـپینل و سـیلیکات‌هـای Alدار در منطقـه کـلاه‌قاضـی، کردیریـت در ارتبـاط بـا آناتکسـی سـنگ منشأ پلیتی و به خرج بیوتیـت و طـی واکـنش زیـر بـه وجود آمده است (شکل‌های ۹ تا ۱۱).

$$Bt+Al_2SiO_5 \rightarrow Crd+Spl$$

آنـدالوزیت: بلورهـای آنـدالوزیت بـه صـورت نیمـه شـکل‌دار و در فـرم کشـیده، بیشـتر در مونزوگرانیـت‌هـا و گرانودیوریـت‌هـای کـلاه‌قاضـی مشاهده مـی‌شـود کـه در اثـر دگرسـانی بـه سریسـیت تبـدیل شـده اسـت (شـکل ۱۱). سـنگ‌هـای آذریـن فلسـیک بـا طبیعـت پـرآلومینـه مـی‌تواننـد دارای بلورهـای آنـدالوزیت ماگمـایی باشـند (Clarke *et al.*, 2005). در شـرایط افـزایش میـزان Al ماگمـا ایـن کـانی مـی‌توانـد بـا کـاهش سـالیدوس گرانیـت متبلـور شـود یـا شـرایط ترکیبـی مناسـبی فـراهم شـود. بـه عبـارت رسـاتر، ماگمـای پرآلومینـه از نظـر میـزان درصـد Al_2SiO_5 بـه حـد اشـباع برسـد. شـرایط ترکیبـی A/CNK بـرای تبلـور آنـدالوزیت طـی سـه مرحلـه فـراهم مـی‌گـردد (Clarke *et al.*, 2005). الـف) بـه ارث بـردن ترکیـب A/CNK از ناحیـه خاسـتگاه: ماگمـا مـی‌توانـد ترکیـب A/CNK را بـه منظور تشـکیل کـانی آنـدالوزیت اولیـه از سـنگ منشأ بـا ترکیـب پلیتـی بـه ارث بـرده باشـد. ب) تشـکیل آنـدالوزیت در جریـان تفریـق بلـورین فلدسـپار: تبلـور ایـن کـانی مـی‌توانـد در مـذاب هـایی بـا ترکیـب A/CNK>۱ و اشـباع از Al_2SiO_5 انجـام شـود. در صـورتی کـه تشـکیل بـا تبلـور کـانی‌هـای کردیریـت، بیوتیـت و مسـکوویت همـراه باشـد، تبلـور آن بـه تعویق مـی‌افتـد و در ایـن رابطـه، اگـر بـا مـواد پلیتـی آغشـتگی ایجـاد نمایـد میـزان A>CNK افـزایش مـی‌یابـد و در ایـن حـال آنـدالوزیت نیـز تشـکیل مـی‌شـود و ج) افـزایش ترکیـب A/CNK توسـط تحـول سـیال: ظهـور آنـدالوزیت در آپلیـت‌هـا بـا پگماتیـت‌هـای اشـباع از فـاز سـیال، نقـش ایـن فـاز سـیال را در تشـکیل آنـدالوزیت بیـان مـی‌کنـد. وجـود بلورهـای شـکل‌دار آنـدالوزیت در برخـی از پگماتیـت‌هـا نشـان مـی‌دهـد کـه آنـدالوزیت در برابـر عملکـرد سـیالات هیـدروترمال پایـدار اسـت (Whitney and Dilek, 2000). بـا توجـه بـه طبیعـت نـوع S تـوده گرانیتوئیـدی کـلاه‌قاضـی (Khalili, 2002) منشـأ سـنگ‌هـای پلیتـی را مـی‌تـوان بـرای تشکیل آندالوزیت تصور نمود.

www.SID.ir

Archive of SID

سیلیمانیت: این کانی به صورت بلورهای سوزنی و گاهی دسته علفی طویل در گرانیتوئیدهای منطقه کلاه‌قاضی دیده می‌شود. بلورهای ریز و سوزنی‌شکل این کانی در بعضی از کردیریت‌ها به صورت ادخال وجود دارد (شکل ۸). همچنین، بلورهای بزرگ و طویل دسته علفی نیز در متن کردیریت‌های بسیار درشت پینیتی شده مشاهده می‌شود. به صورتی که در مرز بین سیلیمانیت و کردیریت، کانی اسپینل سبز رنگ ریزدانه تشکیل شده است (شکل ۱۲). پولک‌های ریز مسکوویت و بلور کیانیت در فرم گوه‌ای نیز در متن سیلیمانیت نمایان است که شاید به تغییرات فشار و حرارت در جریان تبلور کانی‌های سیلیمانیت-کیانیت اشاره دارد (شکل ۱۳). گاهی سیلیمانیت در درون آندالوزیت به صورت انکلوزیون حضور یافته است. به طوری که سطوح کلیواژ آنها در یک راستا قرار گرفته و به نظر می‌رسد که این دو در یک زمان متبلور شده‌اند (شکل ۱۴). بعضی از پژوهشگران مانند: Vernon (۱۹۷۹) و Kerrick (۱۹۸۷) معتقد هستند سیلیمانیت‌هایی که بافت‌های اولیه دگرگونی یا آذرین را حفظ کرده‌اند در جریان فرآیندهای آب‌شویی (Leaching) کاتیون پایه (Base cation) سیلیکات‌ها (متاسوماتیک) حاصل شده‌اند. رابطه‌های تشکیل سیلیمانیت در ادامه آورده شده است (Vernon, 1979).

رابطه ۸:

$$2KAlSi_3O_8+2H^+\rightarrow Al_2SiO_5+5SiO_2+H_2O+2K^+$$

(Vernon, 1979) سیلیمانیت ← فلدسپار پتاسیک

رابطه ۹:

$$2K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+14H^+\rightarrow$$
$$Al_2SiO_5+5SiO_2+2K^++6(Mg,Fe)_2+9H_2O$$

(Vernon, 1979) سیلیمانیت → بیوتیت

رابطه ۱۰:

$$2NaAlSi_3O_8+2H^+\rightarrow 5Al_2SiO_5+5SiO_2$$
$$+H_2O+2Na^+$$

(Vernon, 1979) سیلیمانیت → آلبیت

رابطه ۱۱:

$$2K(Mg_x,Fe_{1-x})3AlSi_3O_{10}(OH)_2+14HCl$$
$$\rightarrow Al_2SiO_5+5SiO_2+2KCl+$$
$$6(Mg_x,Fe_{1-x})Cl_2+9H_2O$$

(Kerrick, 1987) سیلیمانیت → بیوتیت

رابطه ۱۲:

$$2K_{0.8}N_{0.2}AlSi_3O_8+2H^+\rightarrow Al_2SiO_5+$$
$$5SiO_2(aq.)+1.6K^++0.4Na^++H2O$$

سیلیمانیت → فلدسپار پتاسیک

(Wintsch and Andrews, 1988)

رابطه ۱۳:

$$2K_2(Mg_{1.8},Fe_{3.0}Al_{1.0})Si_{5.4}Al_{2.6}O_{20}(OH_{3.2}F_{0.8})6H^+$$
$$\rightarrow 1.8Al_2SiO_5+0.6Fe_3O_4+3.6SiO_2(aq.)+$$
$$2K^++0.3Mg^{++}+0.8F^-+1.2e^-+4.6H_2O$$

مگنتیت + سیلیمانیت → بیوتیت

(Wintsch and Andrews, 1988)

Vernon (۱۹۷۹) پدیده متاسوماتیسم هیدروژن را مطابق رابطه‌های ۸ تا ۱۰ برای فیبری‌شدن (Fibrolization) بیوتیت، مسکویت و فلدسپار در کمپلکس کووما (Cooma) در استرالیا در نظر می‌گیرد. Kerrick (۱۹۸۷) بر این باور است که فیبری‌شدن بیوتیت در کنتاکت هاله دگرگونی توده نفوذی اونگال (Oonegal) بر اثر چرخش سیالات اسیدی غنی از HCl حاصل از توده نفوذی بیان شده طی مرحله تأخیری تبلور کانی‌ها انجام شده است (رابطه ۱۱). همچنین، Wintsch و Andrews (۱۹۸۸) مکانیسم متفاوتی برای رشد سیلیمانیت ارایه نمودند که می‌تواند محصول جانشینی فلدسپار پتاسیک و بیوتیت در

www.SID.ir

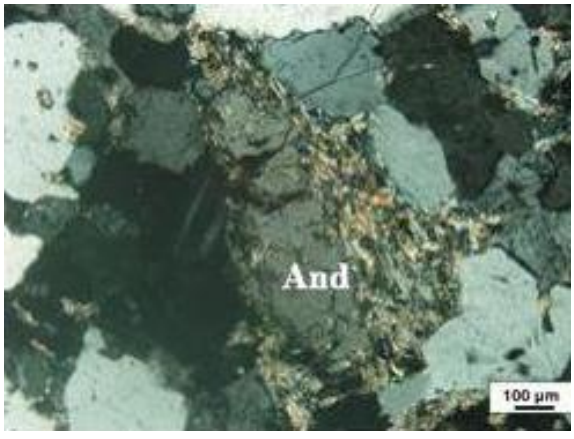
Archive of SID

یـک پگماتیـت‌گرانیـت باشـد. بـه ایـن منظـور، Wintsch و Andrews (۱۹۸۸) مـدلی از فیبـری‌شـدن بیوتیـت ناشـی از پدیـده دگرشـکلی بـا منشـأ متاسـوماتیک را بـرای تشـکیل سـیلیمانیت در مقطـع میکروسـکوپی پهنـه برشـی (Shear zone) تصـور مـی‌نماینـد (رابطـه‌هـای ۱۲ و ۱۳). بـه منظـور توجیـه عـدم حضـور کـوارتز و کـانی‌هـای حـاوی پتاسـیم بـه عنـوان فازهـای همـراه بـا سـیلیمانیت، وجود یک سیستم باز بـا محتـوای شـیمیایی غیـر فـرار را پیشـنهاد مـی‌نماینـد (Wintsch and Andrews, 1988).

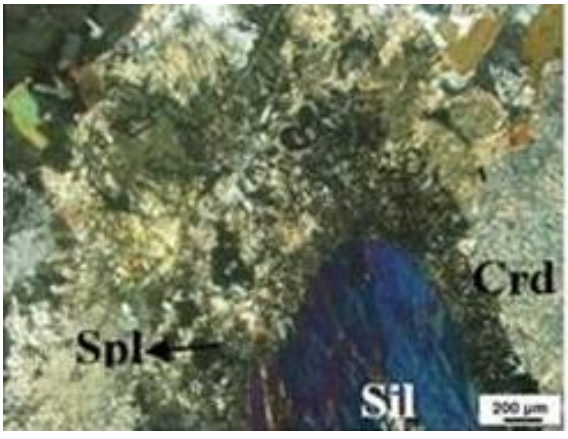
در ادامه بـه اشـکال بـافتی کـه مـی‌توانـد بـه منشـأ متاسوماتیسـم سـیلیمانیت و جانشـینی آن توسـط فلدسـپار پتاسـیک، بیوتیـت و پلاژیـوکلاز آلبیتـی دلالـت کنـد، اشـاره مـی‌شـود (Musumeci, 2002). الـف) رشـد سـیلیمانیت در طـول حاشـیه فلدسـپار و بیوتیت، ب) منطقـه‌بنـدی بیوتیـت‌هـای فیبـری شـده، و ج) دانـه‌هـای نـادر کـوارتز در بـین لایـه‌هـای سیلیمانیت.

کـاهش دانـه‌هـای کـوارتز در بـین لایـه‌هـای سیلیمانیت مـی‌توانـد بـه دلیـل افـزایش انحـلال کـوارتز در سـیالات اسـیدی باشـد. در رابطـه‌هـای ۸، ۱۰ و ۱۲، SiO_2، آلکـالی و H_2O ایجـاد مـی‌شـود و در رابطـه‌هـای ۹، ۱۱ و ۱۳ مگنتیـت، Fe و Mg و نیـز کـانی سیلیمانیت تشـکیل مـی‌شـود. مسـکوویت‌هـای دانـه‌ریـز در شکسـتگی‌هـا و رگچـه‌هـای سـیلیمانیت و نیـز دانـه‌هـای ریـز مگنتیـت کـه در کنـار بیوتیـت فیبـری شـده و در ارتبـاط بـا سـیلیمانیت یافـت مـی‌شـوند، K و Fe مـورد نیـاز خـود را از تلاشـی اورتـوکلاز و بیوتیـت تأمین نموده‌اند. با توجه به شـکل ۱۵ بـه نظـر مـی‌رسـد کـه تبلـور سـیلیمانیت در گرانیتوئیـد کـلاه‌قاضـی ناشـی از رشد آن در طول فلدسپار و حواشی بیوتیت باشد.

سـیلیمانیت مـی‌توانـد در اثـر دهیدراسـیون-مـذاب مسـکوویت از سـنگ اولیـه (پروتولیـت) بـا ترکیـب متـاپلیتی نیـز حاصـل شـود. Pattison (۱۹۹۲) اظهـار مـی‌دارد کـه همجـواری کیانیـت و سـیلیمانیت بـه تغییـرات درجـه حـرارت و فشـار اشـاره دارد (شکل ۱۳).



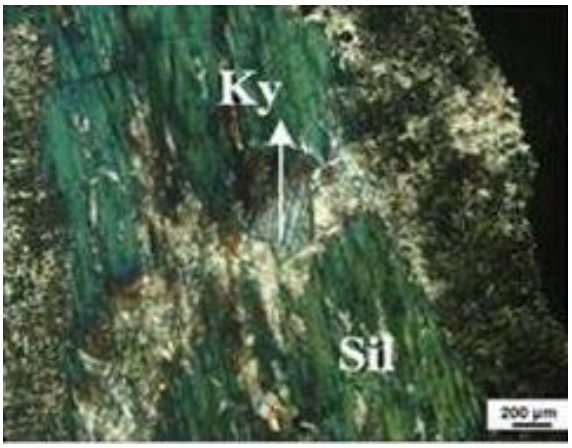
شـکل ۱۱- بلـور آنـدالوزیت دگرسـان شـده بـه سریسیت منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



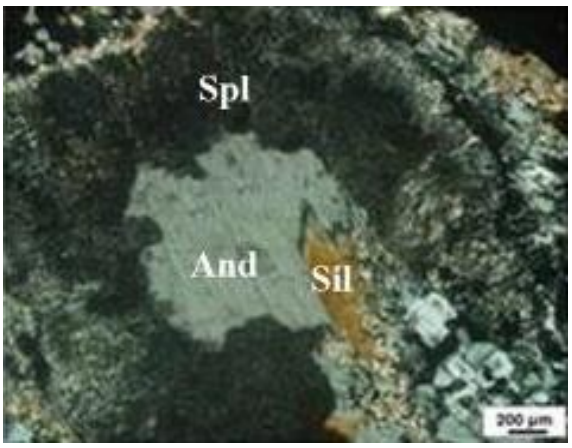
شـکل ۱۲- ارتبـاط کـانی‌شـناختی کردیریـت پینیتـی شـده بـا سـیلیمانیت و تشـکیل اسـپینل در مـرز آنهـا در منطقـه کلاه‌قاضی (XPL).

www.SID.ir

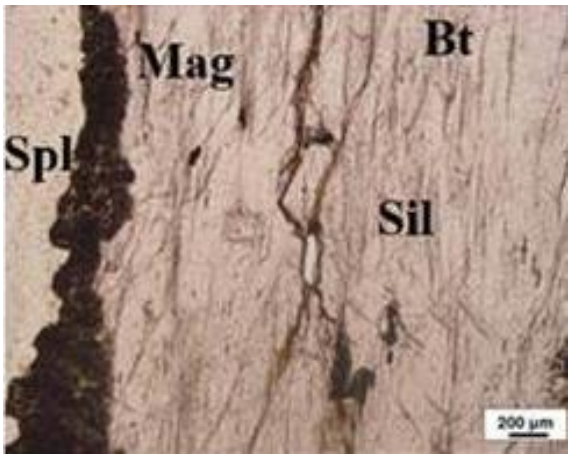
Archive of SID



شکل ۱۳- تشکیل کیانیت گوه‌ای شکل در بلورهای دسته‌علفی سیلیمانیت و نیز بلورهای ریز مسکوویت در سیلیمانیت در منطقه کلاه‌قاضی (XPL).



شکل ۱۴- تشکیل بلور سیلیمانیت در راستای کلیواژ آندالوزیت در منطقه کلاه‌قاضی که توسط اسپینل احاطه شده است (XPL).



شکل ۱۵- تشکیل سیلیمانیت از بیوتیت و آزادسازی مگنتیت در منطقه کلاه‌قاضی در راستای کلیواژهای سیلیمانیت (PPL).

کیانیت: این کانی به دو حالت در سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی دیده می‌شود. در سینوگرانیت‌ها به صورت بلور نیمه شکل‌دار با شکل سرنیزه‌ای در کانی سیلیمانیت ادخال شده است و نوع دوم به حالت بی‌شکل و کشیده در آنکلاوهای گرانودیوریتی (شکل ۱۶) حضور دارد. کیانیت معمولاً معرف فشار زیاد است که با افزایش درجه حرارت به سیلیمانیت تبدیل می‌گردد اما در فشار زیاد تنها کیانیت پایدار است. با توجه به این که این کانی در آنکلاوهای یاد شده بدون حضور سایر کانی‌های تری‌مورف Al_2SiO_5 ظاهر شده است؛ بنابراین، می‌توان آن را به عنوان پسمانده تصور نمود. شکل ۱۳ ارتباط بین کردیریت، سیلیمانیت با انکلوزیون‌های ریزدانه مسکوویت و نیز بخشی از بلور کیانیت که در حال تبدیل به سیلیمانیت است را نشان می‌دهد. وجود مسکوویت‌های ریزدانه در درون سیلیمانیت‌های دسته‌علفی مطابق با رابطه ۱۳ است (Wintsch and Andrews, 1988).

اسپینل: این کانی معمولاً به صورت بلورهای بسیار ریزدانه، بی‌شکل تا شکل‌دار چندوجهی و به رنگ سبز تیره در حد فاصل و مرز کانی‌های کردیریت و سیلیمانیت و نیز با آندالوزیت به صورت بافت هم‌رشدی ریزدانه (Sympectic) در

www.SID.ir

Archive of SID

هر سه نوع گرانیتوئید کلاه قاضی یافت می‌شود که Vernon (۲۰۰۴) این بافت را حاصل هسته‌بندی سریع کانی و فقدان سیال طی رشد می‌داند. با توجه به وجود عناصر Al، Cr و Fe در ترکیب اسپینل، حضور آن در کنار آلومینوسیلیکات‌ها که واجد مقادیر زیادی Al هستند و نیز آزاد شدن Mg و Fe از بیوتیت‌ها، شرایط را برای تبلور اسپینل فراهم می‌نماید (شکاهای ۱۲ تا ۱۵ و ۱۷). نتایج تجزیه ریزپردازش، این کانی را از نوع هرسینیت مشخص نموده است (Khalili, 2002) که در اثر دگرگونی رسوبات غنی از آهن تشکیل شده است. هم‌رشدی اسپینل و کردیریت به جای آندالوزیت یا سیلیمانیت در غالب شرایط دگرگونی ناحیه‌ای حرارت بالا گزارش شده است (Pitra and De Waals, 2001؛ White *et al.*, 2003).حضور چنین بافتی و نیز توصیف دقیق پتروژنز آنها به درک تحول تکتونیک حرارتی (Tectonotheramal) پوسته زمین کمک می‌نماید (Marmo *et al.*, 2002).

رشد اسپینل در سنگ متاپلیتی حاوی مذاب، نیاز به حرارتی بیش از ۷۲۰ درجه سانتیگراد دارد (Greya *et al.*, 2003). اسپینل موجود در اطراف بیوتیت و سیلیمانیت (شکل ۱۵) که از تجزیه این کانی‌ها حاصل شده، در شرایط حرارت بالا، میزان پایین SiO_2 ، فوگاسیته بالای اکسیژن و در رسوبات متاآرژیلیتی غنی از Fe به وجود می‌آید (Johnson *et al.*, 2004).

گارنت: گارنت‌های گرانیتوئیدها معمولاً به عنوان پسمانده تصور می‌شود (Pattison *et al.*, 1982). گارنت-آلماندین و آلومینوسیلیکات‌های آندالوزیت، کردیریت و سیلیمانیت در برخی از گرانیتوئیدها به عنوان کانی‌های دگرگونی تحت نام بیگانه بلور (Xenocryst) نامیده می‌شوند که بر اثر تخریب مکانیکی و از هضم ناقص سنگ‌های پوسته‌ای ناشی شده‌اند. همچنین، Rene و Stelling (۲۰۰۷) بر این باور هستند که گارنت به طور غالب به عنوان یک کانی فرعی در گرانیت‌ها و سنگ‌های ولکانیک یافت می‌شود و خاستگاه آن قابل بحث است. به گونه‌ای که در گذشته سه مکانیسم گوناگون برای منشأ آن تصور می شد. الف) به عنوان مرحله پسمانده دیرگداز حاصل از ذوب بخشی (Stone, 1988)، ب) حاصل از یک مذاب گرانیتی پرآلومینه به شدت تفریق یافته (Harrison, 1988) و در شرایط فشار پایین و ج) به عنوان بیگانه‌بلور یا درشت‌بلورهای فشار بالا که به سطوح فوقانی پوسته زمین حمل شده‌اند (Green, 1977). همچنین، گارنت می‌تواند کانی متداول لویکوگرانیت‌ها، پگماتیت‌گرانیت‌ها یا آپلیت‌ها به عنوان کانی حاوی Mn-(Fe-Mg) که از تبلور مذاب‌های تأخیری حاصل شده، باشد (Pe-Piper, 2000).

این کانی در هر سه گروه گرانیت‌های منطقه کلاه قاضی به صورت دانه‌های ریز قرمزرنگ پراکنده است. در مشاهدات میکروسکوپی نیز به صورت نیمه شکل‌دار تا بدون شکل با شکستگی‌های نامنظم نمایان است و ارتباط کانیایی آن به طور غالب با کانی بیوتیت است (شکل ۱۸). همچنین، تشکیل فلدسپار پتاسیک و گارنت، (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) به پدیده آناتکسی طی رابطه ۱۴ در اثر تلاشی بیوتیت اشاره دارد (Kalsbeek *et al.*, 2001).

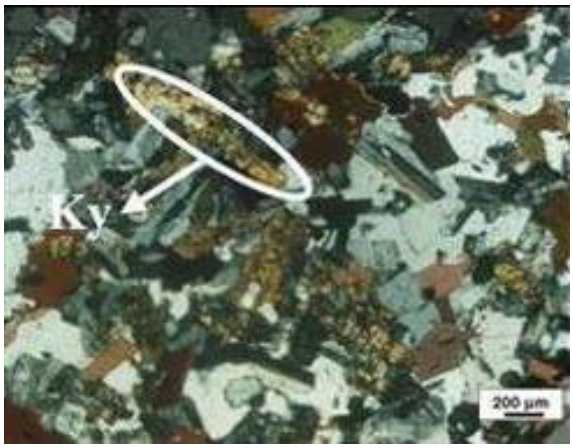
رابطه ۱۴:

$$Bt+Al_2SiO_5+Qzt+Pl \rightarrow Kfs+Grt+Melt\ (fluid\ absent)$$

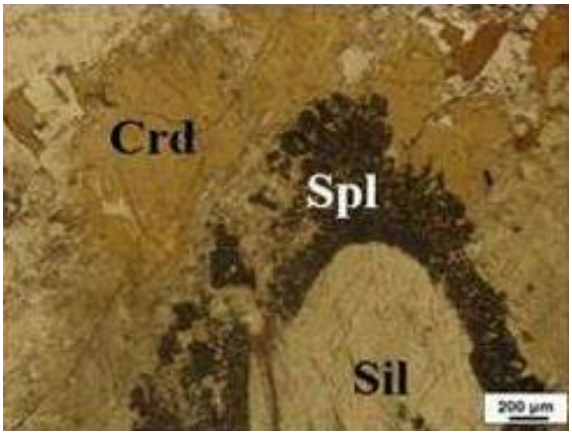
با افزایش حرارت (بنا به اظهار Vielzeuf و Holloway (۱۹۸۸) افزون از ۸۵۰ درجه سانتیگراد) حجم عظیمی از ماده مذاب تشکیل می‌شود (Kalsbeek *et al.*, 2001).

www.SID.ir

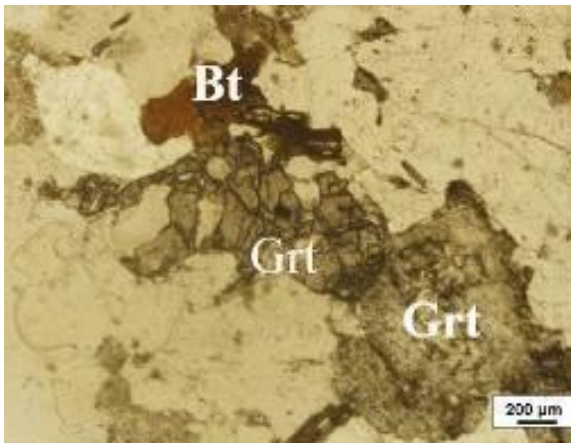
Archive of SID



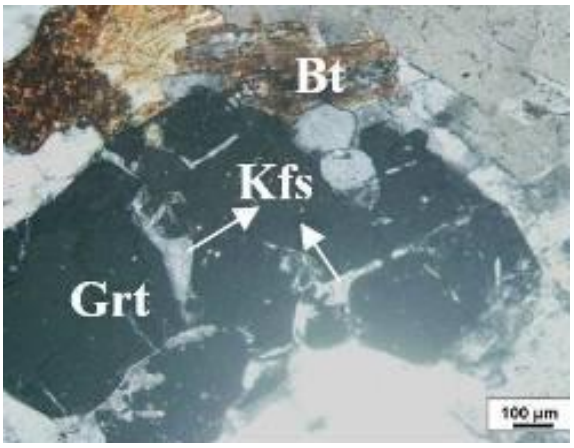
شکل ۱۶- بلورهای کیانیت در آنکلاو گرانودیوریت منطقه کلاه‌قاضی به عنوان پسمانده (XPL).



شکل ۱۷- هم‌رشدی اسپینل، کردیریت پینیتی شده و سیلیمانیت در منطقه کلاه‌قاضی (PPL).



شکل ۱۸- ارتباط گارنت و بیوتیت که نشانگر تأثیر کانی بیوتیت در تشکیل گارنت در منطقه کلاه‌قاضی است (PPL).



شکل ۱۹- تشکیل فلدسپار پتاسیک و گارنت که بیانگر مرحله آناتکسی سنگ‌های پلیتی در منطقه کلاه‌قاضی است (XPL).

ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌ها می‌تواند حاصل ویژگی‌های مختلف شیمیایی آنها باشد. به این منظور از نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های پلاژیوکلاز، اورتوکلازهای سنگ‌های توده گرانیتوئیدی و نیز از بلورهای گارنت در نمونه‌های گرانودیوریت استفاده شد (جدول‌های ۱ تا ۳) (Safari Mirghaleh, 2013).

پلاژیوکلازهای گرانیتوئید کلاه‌قاضی دارای منطقه‌بندی نرمال است و ترکیبی بین اولیگوکلاز تا آندزین نشان می‌دهد و فلدسپار پتاسیم این سنگ‌ها از نوع اورتوکلاز است. با ترکیب فلدسپارها، در نمودار An-Ab-Or دمای تبلور فلدسپارها در فشار ۴/۵ کیلو بار بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ برآورد می‌شود (Nekvasil *et al.*, 2000) (شکل ۲۰).

گارنت یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در گرانیت‌های پرآلومینوس نوع S و گرانیت‌های پگماتیتی است (Hogan, 1996). به منظور تشخیص نوع گارنت‌های منطقه کلاه‌قاضی، نمونه‌هایی از گارنت‌های گرانودیوریت‌ها تجزیه شیمیایی شدند که نتایج آن در جدول ۳ آورده شده است (Safari Mirghaleh, 2013) و بر اساس

www.SID.ir

Archive of SID

نتـایج تجزیـه شـیمیایی، گارنـت‌هـای گرانیتوئیـد ایـن منطقـه، بـه طـور عمـده از نـوع پیرالسـپیت و غنـی از آلماندین هستند.

بـــه عقیـــده Harangi و همکـــاران (۲۰۰۲)، گارنـــت‌هـــای دارای MnO<4wt% و نیـــز CaO<4wt% دارای خاســـتگاه متـــاپلیتی یـــا از ماگمـای بـا طبیعـت S هسـتند. بـا وارد نمـودن نتـایج تجزیـه شـیمیایی گارنـت‌هـای گرانیتوئیـدهای کـــلاه‌قاضـــی در نمـــودار CaO در برابـــر MnO، محـدوده‌هـایی بـا خاسـتگاه متـاپلیتی و نیـز ماگمـای بـا طبیعـت S را نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۲۰). امـا بـه دلیـل نداشـتن منطقـه‌بنـدی بـارز (Green, 1977)، نبـود میـان‌بارهـای سـیلیمانیت و نیـز عـدم وجـود قطعـاتی از سـنگ اولیـه در گارنـت‌هـای منطقـه کلاه‌قاضـی، مـی‌تـوان منشـأ ماگمـایی را بـرای آنهـا در نظـر گرفـت (شـکل ۲۱). همچنـین، در تأییـد ایـن منشـأ مـی‌تـوان از نمـودار Mn-Mg-Fe بـا وارد نمـودن نتـایج تجزیـه ریزکـاو الکترونـی گارنـت‌هـای گرانودیوریـت کـلاه‌قاضـی اسـتفاده نمـود. همـان طـور که مشاهده مـی‌شـود همـه نمونـه‌هـا در قلمـرو آذریـن قـرار مـی‌گیرنـد (شـکل ۲۲) (Miller and Stoddard, 1981).

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی (بر اساس ۸ اکسیژن)

samples	Granodiorite				Monzogranite				Syenogranite			
	Rim	Core		Rim	Rim	Core		Rim	Rim	Core		Rim
No.	K44-1	K44-4	K44-5	K44-7	K4-1	K4-4	K4-5	K4-7	K26-1	K26-4	K26-5	K26-7
SiO_2 %	50.88	56.99	58.48	60.77	56.31	59.55	60.11	60.92	62.85	59.54	57.77	60.09
TiO_2	0.17	0.20	0.33	0.00	0.20	0.39	0.37	0.00	0.38	0.33	0.24	0.15
Al_2O_3	31.74	27.44	26.06	24.95	28.18	25.58	25.11	24.75	23.25	25.81	28.14	24.48
Fe_2O_3*	0.62	0.48	0.70	0.25	1.07	0.80	0.69	0.75	0.57	0.38	0.67	0.96
MgO	0.21	0.23	0.26	0.30	0.30	0.21	0.15	0.28	0.16	0.30	0.28	0.34
CaO	8.84	8.59	8.52	7.86	6.90	7.56	7.55	6.00	3.42	4.34	4.82	5.07
Na_2O	6.82	5.31	5.03	5.30	5.68	5.20	5.34	5.49	8.01	8.31	7.16	7.45
K_2O	0.72	0.76	0.63	0.58	1.36	0.72	0.68	0.82	1.27	0.99	0.92	1.45
Total	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	100.01	100.00	99.01	99.91	100.00	100.00	99.99
Si	9.25	10.20	10.45	10.79	10.11	10.60	10.69	10.88	11.14	10.62	10.30	10.75
Al	6.79	5.79	5.48	5.21	5.96	5.36	5.26	5.21	4.85	5.42	5.91	5.16
Fe^{3+}	0.09	0.07	0.09	0.03	0.14	0.11	0.09	0.10	0.08	0.05	0.09	0.13
Ti	0.02	0.03	0.04	0.00	0.03	0.05	0.05	0.00	0.05	0.04	0.03	0.02
Mg	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.04	0.08	0.04	0.08	0.07	0.09
Ca	2.50	2.03	1.63	1.50	1.33	1.44	1.44	1.15	0.65	0.83	0.92	0.97
Na	0.99	1.05	1.74	1.82	1.98	1.80	1.84	1.90	2.75	2.87	2.48	2.58
K	0.17	0.17	0.14	0.13	0.31	0.16	0.15	0.19	0.29	0.23	0.21	0.33
Cations	19.86	19.50	19.65	19.56	19.94	19.58	19.57	19.50	19.86	20.14	20.01	20.04
X	16.15	16.08	16.07	16.03	16.24	16.12	16.10	16.19	16.12	16.14	16.33	16.06
Z	3.72	3.42	3.59	3.53	3.70	3.46	3.48	3.31	3.73	4.01	3.68	3.98
Ab	56.00	50.30	49.50	52.90	54.70	52.80	53.60	58.80	74.60	73.20	68.70	66.50
An	40.10	45.00	46.40	43.30	36.70	42.40	41.90	35.50	17.60	21.10	25.50	25.00
Or	3.90	4.70	4.10	3.80	8.60	4.80	4.50	5.80	7.80	5.70	5.80	8.50

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی فلدسپار پتاسیک سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی (بر اساس ۸ اکسیژن)

Samples	Granodiorite				Monzogranite				Syenogranite			
	Rim	Core		Rim	Rim	Core		Rim	Rim	Core		Rim
No.	K44-1	K44-4	K44-5	K44-7	K4-1	K4-4	K4-5	K4-7	K26-1	K26-4	K26-5	K26-7
SiO_2	65.08	64.78	64.77	65.20	66.81	65.86	65.77	66.68	65.63	65.58	65.32	65.46
TiO_2	0.25	0.31	0.25	0.53	0.18	0.28	0.22	0.00	0.24	0.22	0.10	0.20
Al_2O_3	18.26	19.21	18.61	18.43	18.35	18.10	18.93	18.58	18.42	18.44	18.53	18.65
Fe_2O_3*	0.68	0.48	0.67	0.61	0.58	0.64	0.56	0.00	0.75	0.66	0.37	0.66
MgO	0.24	0.16	0.43	0.08	0.08	0.28	0.16	0.22	0.15	0.36	0.19	0.16
CaO	0.41	0.39	0.37	0.27	0.43	0.37	0.50	0.40	0.31	0.42	0.48	0.37
Na_2O	1.67	1.58	1.26	0.95	1.62	1.12	2.01	2.00	1.99	1.20	1.64	2.26
K_2O	13.06	13.08	13.64	13.94	11.96	13.36	11.85	12.13	12.51	13.12	13.37	12.47
Total	99.65	99.99	100.00	100.01	100.01	100.01	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.23
Si	11.95	11.84	11.88	11.94	12.09	12.02	11.94	12.08	11.97	11.97	11.95	11.92
Al	3.95	4.14	4.02	3.98	3.91	3.89	1.05	3.96	3.96	3.96	3.99	4.00
Fe^{3+}	0.09	0.07	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.0	0.10	0.09	0.05	0.09
Ti	0.04	0.04	0.03	0.07	0.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03
Mg	0.07	0.04	0.12	0.02	0.02	0.08	0.04	0.06	0.04	0.10	0.05	0.04
Ca	0.08	0.08	0.07	0.05	0.08	0.07	0.10	0.08	0.06	0.08	0.09	0.07
Na	0.59	0.56	0.45	0.34	0.57	0.40	0.71	0.70	0.70	0.43	0.58	0.80
K	3.06	3.05	3.19	3.26	2.76	3.11	2.75	2.80	2.91	3.05	3.12	2.90
Cations	19.82	19.82	19.85	19.75	19.55	19.70	19.69	19.69	19.77	19.71	19.86	19.85
X	16.02	16.09	16.02	16.08	16.11	16.04	16.09	16.04	16.06	16.05	16.01	16.04
Z	3.80	3.73	3.83	3.67	3.44	3.66	3.59	3.64	3.72	3.66	3.85	3.81
Ab	15.90	15.20	12.10	9.20	16.70	11.10	19.90	19.60	19.20	11.90	15.30	21.30
An	2.20	2.10	2.00	1.50	2.40	2.00	2.70	2.20	1.70	2.30	2.50	1.90
Or	81.90	82.70	86.00	89.30	80.90	86.90	77.30	78.20	79.20	85.80	82.20	76.90

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی گارنت‌های گرانودیوریت‌های منطقه کلاه‌قاضی به همراه فرمول ساختاری آن

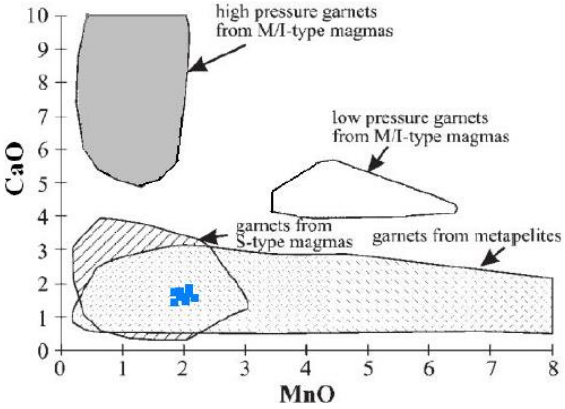
Samples	Rim	Rim	Rim	Core	Core	Rim	Rim	Rim
SiO_2	41.18	40.1	40.14	40.43	40.36	40.56	42.52	40.75
TiO_2	0.36	0.39	0.22	0.25	0.35	0.34	0.20	0.30
Al_2O_3	20.64	21.08	21.47	21.02	20.94	20.71	20.52	20.91
FeO	26.98	27.82	27.66	27.83	27.72	27.61	26.82	27.49
Fe_2O_3	2.99	3.09	3.07	3.09	3.08	3.06	2.98	3.05
MnO	2.03	1.86	2.12	1.89	2.14	2.14	1.94	2.01
MgO	3.48	3.29	3.44	3.48	3.46	3.30	3.29	3.39
CaO	1.72	1.71	1.6	1.63	1.68	1.80	1.50	1.66
Na_2O	0.33	0.4	0.11	0.22	0.06	0.31	0.00	0.21
Total	99.71	99.74	99.83	99.84	99.79	99.83	99.85	99.77

www.SID.ir

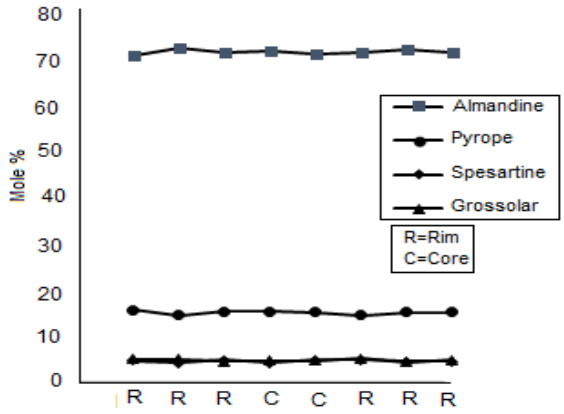
Archive of SID

ادامه جدول ۳-....

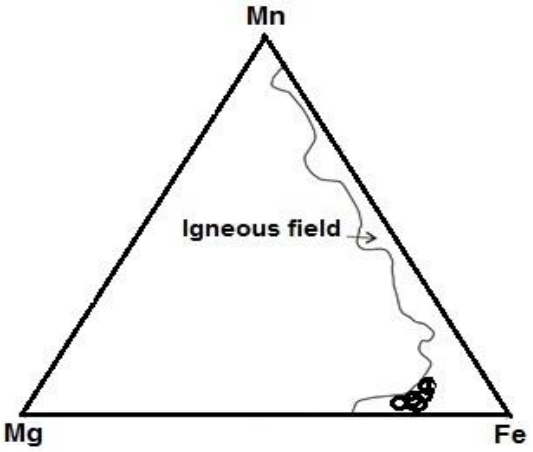
Samples	Rim	Rim	Rim	Core	Core	Rim	Rim	Rim
Structural formula based on 24 Oxygen								
TSi	3.30	3.21	3.22	3.24	3.24	3.25	3.41	3.27
Sum_A	3.30	3.21	3.22	3.24	3.24	3.25	3.41	3.27
$A1^{VI}$	1.95	1.99	2.03	1.98	1.98	1.95	1.94	1.97
Ti	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Sum_A	1.97	2.01	2.04	2.00	2.00	1.97	1.95	1.99
Fe^2	1.99	2.05	2.04	2.05	2.05	2.03	1.98	2.03
Mg	0.42	0.39	0.41	0.42	0.41	0.39	0.39	0.41
Mn	0.14	0.13	0.14	0.13	0.15	0.15	0.13	0.14
Ca	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.16	0.13	0.14
Na	0.05	0.06	0.02	0.03	0.01	0.05	0.00	0.03
Sum_B	2.74	2.78	2.75	2.77	2.76	2.78	2.64	2.74
Sum_cat	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Alm.	72.05	73.68	72.71	73.20	72.55	72.72	73.33	72.92
Gross.	5.89	5.80	5.39	5.49	5.63	6.07	5.25	5.64
Pyrope	16.57	15.53	16.26	16.27	16.14	15.50	16.04	16.03
Spess.	5.49	4.99	5.64	5.03	5.67	5.71	5.37	5.40



شـکل ۲۰- پراکنـدگی گارنـت‌هـای گرانودیوریـت کـلاه‌قاضـی بـا منشأ متاپلیتی (Harangi *et al.*, 2002).



شـکل ۲۱- نمـایش عـدم منطقـه‌بنـدی در بلورهـای گارنت منطقه کلاه‌قاضی (Gharib, 2012).



شـکل ۲۲- ترکیـب شـیمیایی گارنـت‌هـای گرانودیوریـت کـلاه‌قاضـی در قلمـرو آذریـن (Miller and Stoddard, 1981).

www.SID.ir

Archive of SID

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی در جدول ۴ ارایه شده است(Safari Mirghaleh, 2013). میزان درصد وزنی SiO_2 (۶۴ تا ۷۲ درصد) بیانگر طیف سنگ‌های منطقه از نوع گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت است. مقدار TiO_2 سنگ‌های کلاه قاضی در گستره ۰/۲۳ تا ۰/۵۹ درصد وزنی است که آنها را در محدوده سری کالک‌آلکالن مشخص می‌نماید. میزان درصد وزنی Al_2O_3 در محدوده ۱۴ تا ۱۶/۸۶ است که به دلیل فراوانی پلاژیوکلاز و نیز کانی‌های آلومینوسیلیکات‌ها به عنوان کانی‌های فرعی است. بر اساس درجه اشباع از آلومین، سنگ‌های منطقه کلاه‌قاضی در گستره پرآلومینوس توزیع شده‌اند.

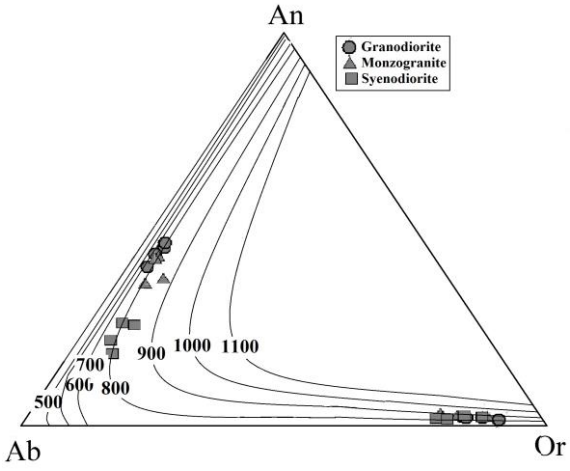
جدول ۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه قاضی با روش XRF

Samples	Granodiorite				Monzogranite				Syenogranite	
No.	K48	K-38	K-43	K-44	K-5	K-33	K-23	K-4	K-25	K-26
SiO_2	64.00	65.53	65.78	68.71	67.17	67.49	67.61	69.45	70.20	72.00
TiO_2	0.59	0.54	0.49	0.53	0.57	0.53	0.56	0.48	0.35	0.23
Al_2O_3	16.40	15.50	16.86	14.48	14.57	14.92	15.26	15.84	14.10	14.00
Fe_2O_3*	5.65	5.59	5.73	5.83	5.68	5.38	5.33	2.97	3.46	2.85
MnO	0.10	0.06	0.05	0.05	0.08	0.07	0.07	0.04	0.06	0.04
MgO	1.17	1.00	0.60	1.64	1.55	1.49	1.48	1.23	0.94	0.45
CaO	3.96	3.42	5.05	2.39	2.90	2.71	2.72	2.75	2.60	2.85
Na_2O	2.19	2.60	2.38	2.39	1.75	1.79	1.81	2.18	1.97	2.80
K_2O	3.35	2.30	3.43	2.81	3.31	3.55	3.47	2.93	3.51	3.50
P_2O_5	0.18	0.11	0.1	0.11	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10	0.08
LOI	1.47	1.86	2.39	2.36	1.45	1.09	1.34	2.88	2.46	0.47
Total	100.06	99.01	99.85	99.30	99.14	99.13	99.76	99.84	99.75	99.27
Ba	300	294	291	210	256	237	300	123	317.5	305
Rb	129.00	138.90	136.20	154.80	146.75	143.50	143.25	150.00	144.50	18.00
Sr	310	215	210	210	190	190	210	200	190	185
Zr	384	470	460	390	410	298	348	400	341	330
Th	13.20	12.50	12.59	10.67	13.96	14.29	14.79	8.93	14.33	16.60
Ga	23.8	27.00	22.00	31.00	22.50	20.60	33.00	30.00	35.50	30.00
Zn	52.36	24.90	54.20	26.30	52.65	50.05	62.70	57.00	43.40	40.00
Ni	120	135	130	125	115	115	130	120	113	113
Cr	58.00	55.00	62.10	49.85	60.00	57.00	50.50	53.00	48.00	64.00
Hf	4.00	3.85	3.47	3.64	4.60	4.28	4.51	3.05	3.79	3.50
Co	15.00	14.31	14.25	9.78	14.29	10.76	12.70	10.19	16.11	1.00
W	4.25	4.10	4.00	4.35	4.00	3.90	3.90	4.40	4.05	3.90
U	1.65	1.60	1.46	1.16	1.55	1.71	1.62	0.78	1.91	1.80
Sn	240	265	260	225	238	236	260	240	235	230
Mo	4.50	2.93	2.89	4.49	2.98	3.02	3.01	5.00	2.89	2.50
Cs	13.00	14.50	13.83	8.21	9.41	9.51	12.76	11.26	10.52	12.00
Ta	1.01	1.12	1.27	1.09	1.34	1.14	0.99	1.22	0.99	1.00
Ce	42.00	48.85	46.70	37.84	62.35	60.85	57.90	44.69	45.20	62.00

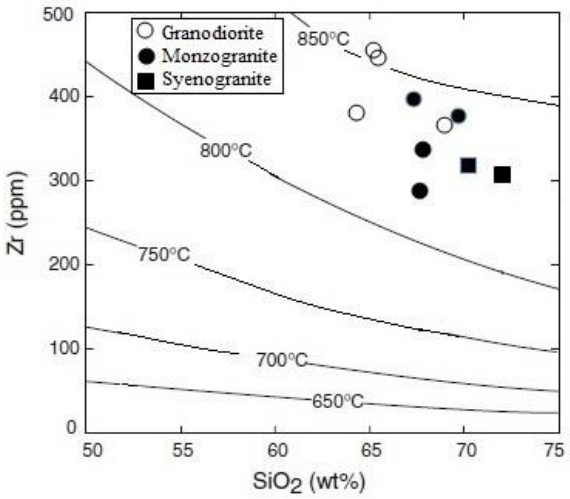
www.SID.ir

Archive of SID

تعیین دمای تـوده گرانیتوئیـدی کـلاه قاضـی: بـا ترکیـب فلدسـپارها، در نمـودار An-Ab-Or دمـای تبلور فلدسپارها در فشـار ۴/۵ کیلـو بـار بـین ۷۰۰ تـا ۹۰۰ بـرآورد مـی‌شـود (Nekvasil *et al.*, 2000) (شـکل۲۳). همچنـین، از آنجـایی کـه زیـرکن قـادر اسـت طـی حـوادث زمـین‌شناسـی بـدون تغییـر بـاقی‌بمانـد، بنـابراین، بـرای تعیـین دمـای تبلـور تـوده گرانیتوئیـد کـلاه‌قاضـی از نمـودار Zr در برابـر SiO_2 اسـتفاده شـد (Kemp *et al.*, 2005) (شـکل ۲۴). بـا توجـه بـه پراکنـدگی نمونـه‌هـای مـورد بررسـی، محـدوده ۸۲۰ تـا ۸۶۰ درجـه سـانتیگراد بـه دسـت آمـد. Green (۱۹۷۷) بیـان نمـود گارنـت‌هـایی بـا ترکیـب آلمانـدین و دارای میـزان کمتـر از ۱۰ درصـد مـول اسپسـارتین، ماننـد گارنـت‌هـایی کـه در سـنگ‌هـای پلوتونیـک اسـترالیای شـرقی هسـتند، در عمـق بـیش از ۱۸ کیلـومتر متبلـور مـی‌شـوند. گارنـت‌هـای غنـی از آلمانـدین در فشـار ۴ تـا ۵ کیلـو بار به صورت فـاز مـایع تشـکیل مـی‌شـوند (Clemens and Wall, 1981). همچنـین، بـر اسـاس نتـایج ژئوبارومتری، بـارومتری، سـکانس‌هـای تبلـور و نیـز بـا توجـه بـه داده‌هـای تجربـی مشـخص شـده اسـت کـه مـاده مـذاب بـا محتـوی ۳ تـا ۵ درصـد وزنـی آب بـا فازهـای تبلـور تـأخیری کـانی‌هـایی از قبیـل: گارنـت، بیوتیـت و پلاژیـوکلاز در دمـای بـیش از ۸۵۰ درجـه سانتیگراد و فشـار بـیش از ۴ کیلوبـار حاصـل مـی‌شـود (Clemens and Wall, 1981).



شکل ۲۳- نمودار An-Ab-Or نشانگر دمای تعادل تبلـور فلدسپارهای گرانیتوئیدهای کـلاه‌قاضـی در بـازه دمـای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (Nekvasil, *et al.*, 2000).



شکل ۲۴- پراکندگی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی کـلاه‌قاضـی در محدوده دمای ۸۲۰ تا ۸۶۰ درجه سانتیگراد (Kemp *et al.*, 2005).

نتیجه‌گیری

ویژگـی‌هـای پتروگرافـی و روابـط کـانی‌شـناختی بـا توجـه بـه نتـایج شـیمی کـانی‌هـای فلدسـپار و تجزیه‌های شیمیایی تـوده گرانیتوئیـد کـلاه قاضـی بـه اختصـار در ادامـه بیـان مـی‌شـود. ظهـور بافـت میرمکیـت حاشـیه‌ای و تـا حـدی زگیلـی و نیـز نمـایش خاموشـی مـوجی کـانی‌هـای کـوارتز بیـانگر شـرایط دگرشـکلی ضـعیف تـا متوسـط حـاکم بـر گرانیتوئیـدهای منطقـه کـلاه‌قاضـی اسـت. همچنـین، ایجـاد بافـت کنسـرتال و نیـز دگرسـانی کـانی‌هـا و فرآینـدهای سریسـیتی شـدن، کـائولینیتی شـدن و کلریتـی شـدن را مـی‌تـوان بـه عملکـرد سـیالات

www.SID.ir

Archive of SID

هیدروترمال نسبت داد. همجواری اورتوکلاز پرتیتی و اورتوکلاز تک بلور، بیانگر سرعت زیاد زمان جایگیری توده و نیز عدم وجود زمان کافی برای تغییرات گسترده کانی‌شناسی است. تورمالین‌های منطقه با هسته آهن‌دار و حاشیه منیزیم‌دار به خاستگاه هیدروترمال آن اشاره دارد. همچنین، تأثیر محلول‌های بوردار (B) بر روی فلدسپارها، منجر به تشکیل فلدسپارهای آلبیتی شده است. به ارث بردن A/CNK از سنگ‌های پلیتی دیواره به توده گرانیتوئیدی باعث تشکیل آندالوزیت شده است. پایداری سه پلی‌مورف سیلیمانیت-آندالوزیت-کیانیت در این توده می‌تواند بیانگر تغییرات پی در پی شرایط حرارت و فشار و نیز از دگرگونی پیشرونده در منطقه حکایت داشته باشد. به گونه‌ای که حضور این سه کانی به صورت همزیست و در حال تعادل با یکدیگر دمای ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۵ کیلو بار را مطرح می‌نماید.حضور کیانیت به صورت ادخال در سیلیمانیت‌های سینوگرانیت‌ها می‌تواند حاصل افزایش فشار به هنگام تبلور این کانی باشد. در صورتی که وجود کیانیت در آنکلاوهای توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی و فقدان سایر کانی‌های تری‌مورف‌های آلومینوسیلیکات، می‌تواند این کانی را به عنوان پسمانده (Restite) معرفی نماید. تبلور بلورهای سوزنی سیلیمانیت و نیز وجود ادخال‌های بیوتیت در کردیریت نشانگر تجزیه این کانی‌ها در جریان ذوب متناقض به هنگام تشکیل کردیریت است. به عبارت دیگر، طی فرآیند آناتکسی و در اثر ذوب سنگ‌های پلیتی تبلور کردیریت به خرج بیوتیت انجام شده است. دهیدراسیون بیوتیت در تشکیل مذاب گرانیتی در فشار ۳/۵ کیلو بار و حرارت ۶۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. حضور اسپینل‌های سبزرنگ هرسینیت در اطراف کانی‌های کردیریت و سیلیمانیت و نیز در حواشی آندالوزیت به صورت بافت هم‌رشدی ریزدانه بیانگر حرارت بیش از ۷۲۰ درجه سانتیگراد است. افزون بر این، تبلور اسپینل در اطراف سیلیمانیت، علاوه بر حرارت بالا، به مقدار پایین SiO_2 و فوگاسیته بالای اکسیژن در رسوبات متاآرژیلیتی غنی از Fe اشاره دارد. با نمودار An-Ab-Or دمای تشکیل فلدسپارهای توده کلاه‌قاضی بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد به دست آمد. گارنت‌های منطقه کلاه‌قاضی با میانگین ۱/۶۶ درصد وزنی CaO (CaO<4wt%) و عدم منطقه‌بندی دارای خاستگاه آذرین و در ارتباط با ماگمایی با طبیعت S هستند. همچنین، تشکیل گارنت با ترکیب آلماندین در توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی به شرایط فشار ۴ تا ۵ کیلوبار، عمق بیش از ۱۸کیلومتر و حرارت بیشتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد اشاره دارد. بر اساس شواهد بافتی و داده‌های شیمی‌کانی و ژئوشیمیایی سنگ کل توده گرانیتوئیدی کلاه‌قاضی، دمای تشکیل ماگما حدود ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد است که در فشار بخار آب بیش از ۲ کیلو بار تشکیل شده است. همچنین، ترتیب رویداد فرآیندهای منطقه کلاه‌قاضی را می‌توان به این صورت خلاصه نمود: الف) ذوب سنگ‌های پلیتی در شرایط آناتکسی منجر به تشکیل مذابی با ترکیب گرانیت شده است و طی نفوذ این مذاب به درون سنگ‌های متاپلیتی، کانی کیانیت (در آنکلاو) به عنوان کانی‌های دیرگداز در آن باقی‌مانده است، ب) حضور سه پلی‌مورف سیلیمانیت-آندالوزیت-کیانیت در این توده طی تغییرات پی در پی شرایط حرارت و فشار و نیز دگرگونی پیشرونده، دمای ۶۲۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۵ کیلو بار را مطرح می‌نماید، ج) طی فرآیند ذوب نامتناقص بیوتیت در شرایط فشار ۳/۵ کیلوبار و حرارت

www.SID.ir

Archive of SID

۶۶۰ تـا ۷۷۰ درجـه سـانتیگراد کردیریـت بـا منشـأ دگرگونی-آناتکسـی تشـکیل شـده اسـت، ج) تشـکیل اسـپینل بـا افـزایش دمـای بـیش از ۷۲۰ درجـه سـانتیگراد در اطـراف کـانی‌هـای آلومینوسـیلیکات، د) در اثـــر رخـــدادهای دگرشـــکلی و تـــأثیر محلـــول‌هـــای هیـــدروترمال و نیـــز دگرســـانی، پدیـــده‌هـــای سریســـیتی، کلریتـــی، آلبیتـــی و تورمـــالینی شـــدن را نیـــز مـــی‌تـــوان در منطقـــه کـلاه‌قاضـی بیـان نمـود. بـا توجـه بـه ایـن کـه تـوده گرانیتوئیدی کلاه قاضـی شـیل‌هـا و ماسـه‌سـنگ‌هـای لیـاس را قطـع نمـوده ایـن تـوده دارای سـنی معـادل ژوراسـیک میـانی (۲/۱±۱۶۵ میلیـون سـال قبـل) است که شـاید مـی‌توانـد حاصـل تـأثیر فـاز کـوهزایی کیمـرین پسـین باشـد. بـه لحـاظ ایـن کـه پدیـده فـرورانش و برخـورد صـفحه عربـی و پهنـه ایـران مرکـزی در بخـش جنـوبی پهنـه سـنندج-سـیرجان در زمـان کرتاسـه کامـل شـده اسـت، بنـابراین، تشـکیل تـوده گرانیتوئیـدی کـلاه‌قاضـی شـاید مـی‌توانـد در ارتبـاط بـا پدیـده فـرورانش اقیـانوس نئـوتتیس و برخـورد صـفحه عربـی بـا ایـران مرکـزی باشد.

سپاسگزاری

نگارنـدگان از دکتـر سـید محسـن طباطبـایی‌مـنش از گـروه زمـین‌شناسـی دانشـگاه اصـفهان بـه خـاطر در اختیـار گذاشـتن تعـدادی از مقـاطع نـازک تـوده گرانیتوئیـدی منطقـه کـلاه‌قاضـی تشـکر و قـدردانی می‌نمایند.

منابع

Barbey, P., Marignac, C., Montel, J. M., Macaudiere, J., Gasquet, D. and Jabboti, J. (1999) Cordierite growth textures and the condition of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Valay granite complex (Massif Central, France). Journal of Petrology 40(9): 1425-1441.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48: 489-499.

Clarke, D. B. (1981) The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineralogists 19: 3-17.

Clarke, D. B. (1995) Cordierite in felsic igneous rocks a synthsis. Mineralogical Magazine 59: 311-325.

Clarke, D. B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., Baghdadi, M. E., Erdmann, S., Forster, H. J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R. A., Kontak, D. J., Koller, F., Gommes, C. L., London, D., Morgan Vi, G. B., Neves, L. J. P. F., Patison, D. R. M., Pereira, A. J. S. C., Pichavant, M., Rapela, C. W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Ruttura, A., Saavedra, J., Sial, A. N., Toselli, A. J., Ugidos, J. M., Uher, P., Villaseca, C., Visona, D., Whitney, D. L., Williamson, B. and Woodard, H. H. (2005) Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. Journal of Petrology 46 (3): 441-472.

Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. Canadian Mineralogist 19: 111-131.

Collins, L. G. (2000) Overlooked experimental evidence for K-replacements of plagioclase and origin of microcline in granite plutons. Electronic Intrnet Publication 37: 1-7.

Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Yoshiyuki Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162-163: 70-87.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. Longman

www.SID.ir

Archive of SID

Scientific and Technical, London.

Eggleton R. N. and Banfield J. F. (1985) The alteration of granitic biotite to chlorite. American Mineralogist 70: 902-910.

Ehlers, E. G. (1972) The interpretation of geological phase diagrams. San Francisco, W. H. Freeman and Co Company. Ltd.

Gharib, M. E. (2012) Origin and evolution history of magmatic garnet-bearing pegmatites and associated granitoids, Abu Had area, south eastern desert, Egypt: inference from petrology and geochemistry. Journa of American Science 8(l0): 536-554.

Gillbauchi, J. I. and Martinez, F. J. (1982) Petrology of garnet-cordierite, sillimanite gneisses from the E1 tomes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (W Spin). Contribution to Mineralogy and Petrology 80 (1): 14-24.

Grant, J. A. (1985) Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: Migmatites (Ed. Ashworth, J. R.) 86-144. Blackie, Glasgow.

Green, T. H. (1976) Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from pelitic composition. Geology 4: 324-354.

Green, T. H. (1977) Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. Contribution to Mineralogy and Petrology 65: 59-67.

Greya, T. V., Uken, R., Reinhardt, J., Watkeys, M. K., Maresch, M. V. and Clarke, B. M. (2003) Cold fingers in hot magma: Numerical modeling of country-rock diapirs in the Bushveld Complex. South Africa Geology 31: 753-756.

Hall, A. (1987) Igneous petrology. Longman Scientific and Technical, London.

Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall M. F., Mason P. R. D. and Mattey, D. (2002) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Pannonian basin (eastern-Central Europe), geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology 10: 1813-1843.

Harrison, T. N. (1988) Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland. Mineralogical Magazine 52: 659-667.

Hogan, J. P. (1996) Insight from igneous reaction space: a holistic approach to granite crystallization. transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences 87: 147-157.

Hyndman, D. W. (1981) Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. Geology 9: 244-249.

Johnson, T., Brown, M., Gibson, R. and Wing, B. (2004) Spinel-cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt-assisted diapirism in the Bushveld Complex, south Africa. Journal of Metamorphic Geology 22: 529-545.

Kalsbeek, F., Jepsen, H. F. and Jones, K. A. (2001) Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the east Greenland Caledonides. Lithos 57: 91-109.

Kemp, A. I. S., Whitehouse, M. J., Hawkesworth, C. J. and Alarcon, M. K. (2005) A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification and magma differentiation processes. Contribution to Mineralogy and Petrology 150: 230-249.

Kerrick, D. M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal Ireland. American Mineraologists 72: 240-254.

Khalili, Kh. (2002) Origin of Kolah Ghazi granites and its enclaves (S-SE Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

www.SID.ir

Archive of SID

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. Americam Mineralogist 68: 277-279.

London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. Economic Geology 90: 495-519.

Manning, D. A. C. and Pichavant, M. (1983) The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: Migmatites melting and metamorphism (Eds. Atherton, M. P. and Gribble, C. D.) 94-109. Shiva Publication, Nantwich.

Marmo, B. A., Clarke, G. L. and Powell, R. (2002) Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth; effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology 20: 151-165.

Miller, C. F. and Stoddard, E. F. (1981) The role of manganese in the pangenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. Journal of Geology 89: 233-246.

Musumeci, G. (200) Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: fluid-assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions. Journal of Structural Geology 24: 1491-1505.

Nekvasil, H., Simon, A. and Lindsley, H. (2000) Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hynormative igneous suites: insights from their feldspar. Journal of Petrology 41: (12) 1743-1757.

Pattison, D. R. M., Carmichael, D. M. and St-Onge, M. R. (1982) Geothermometry and Geobarometry applied to early Paleozoic "S-type" granitoid plutons, Wopmag Orogen. Contribution to Mineralogy and Petrology 79: 394-404.

Pattison, D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2O_3 triple point constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. Journal of Geology 100: 423-446.

Pe-Piper, G. (2000) Origin of S-type granites coeval with I-type granites in the Hellenic sebduction system, Miocene of Naxos, Greece. Europian Journal of Mineralogy 12: 859-875.

Pereira, M. D. and Bea, F. (1994) Cordierite-producting reactions in the Pena-Negra complex, Avila batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. Canadian Mineralogist 32: 763-780.

Pirajno, F. (2009) Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Verlag, Berlin.

Pitra, P. and De Waals, S. A. (2001) High-temprature, low-pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld complex (south Africa). Journal of Metamorphic Geology 19: 311-325.

Rapela, C. W., Baldo, E. G., Pankhurst, R. J. and Saavedra, J. (2002) Cordierite and leucogranite formation during emplacement of high peraluminous magma: the E1 Pilon granite complex (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of Petrology 43 (6): 1003-1028.

Rene, M. and Stelling, J. (2007) Garnet-bearing granite from the Trebic pluton, Bohemian massif (Czech Republic). Mineralogy and Petrology 91: 55-69.

Safari Mirghale, A. (2013) Petrogenesis and stable isotope (O) study of Kolah Ghazi granitic pluton (south-southwest of Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Stone, J. (1988) The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. Mineralogical Magazine 52: 651-658.

Tabatabaei Manesh, M. (1995) Study of geology and petrology of Kolah Ghazi intrusives (S-SE Isfahan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Vernon, R. H. (1979) Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high grade gneisses. Lithos 12: 143-152.

www.SID.ir

Archive of SID

Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.

Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system. consequences for crustal differentiation. Contribution to Mineralogy and Petrology 98: 257-275.

Vielzeuf, D. and Montel, J. M. (1994) Partial melting of metagreywackes, part 1. fluid-absent experiments and phase relationship. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 375-393.

Webber, K. L. and Simmons, W. M. B. (2007) Crystallization dynamics. International Symposium. 06th-12th May, Porto, Portugal.

White, R. W., Powell, R. and Clarke, G. L. (2003) Prograde metamorphic assemblage evolution during melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia. Journal of Petrology 44: 1937-1960.

Whitney, D. L. and Dilek, Y. (2000) Andalusite-sillimanite-quartz veins as indicators of low-pressure-high-temperature deformation during late-stage unroofing of a metamorphic core complex, Turkey. Journal of Metamorphic Geology 18: 59-66.

Wintsch, R. P. and Andrews, M. S. (1988) Deformation induced growth of sillimanite “stress” mineral revised. Journal of Geology 96: 143-161.

Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. Contribution to Mineralogy and Petrology 130: 12-30.

Zahedi, M. (1978) Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map 1:250000, No. F8, Geologist Survey of Iran, Tehran.

www.SID.ir

Archive of SID

The study of P-T formation of Kolah Ghazi granitoid based on mineralogical relationships (southeast of Isfahan)

Mahin Mansouri Esfahani [1]*, Mahmoud Khalili [2], Afsaneh Safari Mirghaleh [2], Khadijeh Khalili [3] and Seyed Hassan Tabatabaei [1]

[1] Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran
[2] Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
[3] Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The Kolah Ghazi granitoid body is located in the south-southeast of Isfahan and lies in the Sanandaj-Sirjan zone. The pluton is predominately composed of monzogranite, granodiorite and syenogranite. Quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, tourmaline, cordierite andalusite, sillimanite, kyanite, spinel and garnet are major and minor minerals of the pluton. The presence of kyanite in granodiorite enclaves may be due to melting of the pelitic rocks of the area which gave rise to formation of alumina rich restite. The occurrence of sillimanite these granitoid rocks can be related to metasomatism process. The inclusion of biotite and sillimanite needles in the cordierite indicates that the alteration of these minerals, during congruent melting, is responsible for the origin of cordierite. Further, cordierite crystallized during anatexis conditions under 660-770 °C and 3.5 kbar condition. Growth of spinel around the aluminosilicates with symplectites texture represents conditions of high temperature, low content of SiO_2, high fO_2 in the Fe-enriched meta-argillite. The assemblages of cordierite, sillimanite, biotite and tourmaline with unusual common blue pleochroism in the Kolah Ghazi granitoids indicate the breakdown of tourmaline under temperature higher than 750 °C. The origin of the garnet with almandine component in the Kolah Ghazi granitoids is magmatic source and refers to the pressure of 4 to 5 kbar, corresponding to depth of more than 18 km and temperature less than 850 °C. As it may be observed from the mineralogical relationship, geochemistry of feldspar and Zr vs. SiO_2 the pluton developed under 700-900 °C and over 2 kbar PH_2O.

Key words: P-T, Mineralogical relationships, Aluminosilicates, Kolah Ghazi granitoid, Sanandaj-Sirjan zone

* mansouri@cc.iut.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

www.SID.ir